

COMPOSITIONS ISOTOPIQUES EN OXYGENE DES VEINES DE GARNIERITE DE NOUVELLE-CALEDONIE

Laetitia Amisse

Encadrant : Philippe Boulvais

Résumé

L'analyse isotopique en oxygène des veines de garniérite, minerais saprolitiques nickélifères de Nouvelle-Calédonie, a été réalisée pour la première fois afin de déterminer l'origine et la température des fluides minéralisateurs. Des silicates nickélifères (talc, serpentine), smectites (argiles silicatées) et quartz ont subi une séparation, purification et un contrôle minéralogique nécessaire pour l'étude des isotopes. Les compositions isotopiques des différents minéraux apparaissent homogènes à l'échelle de l'île avec des populations respectives autour de 17,7‰, 22,4‰ et 25,1‰ ± 0,4‰ pour les talcs nickélifères, smectites et quartz garniéritiques. Ces valeurs sont en équilibre isotopique avec les eaux de pluies passées et actuelles et suggèrent une précipitation des veines de garniérite à partir de fluides météoriques. De plus, l'étude (1) de l'équilibre isotopique du couple quartz-talc et (2) du fractionnement de ces minéraux avec les eaux météoriques, montre que les veines de garniérite précipitent à des températures supérieures à 30°C. Cela implique la circulation de fluides chauds et un gradient géothermique élevé. Les garniérites se situant toujours à l'interface péridotite/saprolite dans le profil de latérisation, elles ne semblent pas avoir précipitées à de grandes profondeurs. Si le magmatisme très localisé en Nouvelle-Calédonie ne semble pas expliquer cet apport de chaleur, des réactions exothermiques de serpentisation ou de carbonatation pourraient être à l'origine de l'élévation de la température locale. Un modèle conceptuel hypothétique pourrait être le suivant : (1) l'hydratation des péridotites par des fluides météoriques entraînent des réactions exothermiques (2) ce qui réchauffent les fluides. (3) Les veines de garniérite se forment là où un pH fort permet la précipitation de nickel, soit en majorité à l'interface péridotite/saprolite. (4) Les fluides chauds remonteraient aussi le profil entraînant la précipitation des quartz des latérites, ce qui expliquerait leur composition isotopique vers 25‰.

Mots-clés : veines de garniérite, latérisation, isotopes de l'oxygène, circulation de fluides chauds.

Abstract

For the first time, oxygen isotope analyses have been carried out on garnierite veins in saprolitic ore from the nickel lateritic deposit, New Caledonia, to determine origin and temperature of ore-forming fluids. Isotope study required the separation, purification and a mineralogical control of nickel silicates (talc, serpentine), smectitic (clay silicate) deposits and quartz. The isotopic composition of minerals appears homogeneous on the island's scale with population around 17,7‰, 22,4‰ and 25,1‰ ± 0,4‰ for Ni-Mg talcs, smectites and garnieritic quartz, respectively. These compositions are in equilibrium with the isotopic compositions of past and present meteoric waters and suggest that garnierite veins have precipitated from meteoric fluids. Additionally, the study of (1) the isotopic equilibrium between quartz and talc and (2) fractionation between these minerals and meteoric water, both demonstrate that garnierite veins were formed at a temperature higher than 30°C. This implies the circulation of hot fluids and a high geothermal gradient. Garnierite veins are unlikely to have precipitated at a high depth because they are always located at the peridotite/saprolite contact in the lateritic profile. If the localized magmatism in New Caledonia is precluded to explain this heat input, exothermic reactions like serpentization and carbonatation could explain the temperature rise at the local scale. The proposed model could involved : (1) peridotite hydration by meteoric fluids causes exothermic reactions, leading to (2) the circulation of hot fluids. (3) Garnierite veins form at the peridotite/saprolite contact where nickel precipitates due to the high pH. (4) Hot fluids could precipitate quartz in laterite too; explaining their isotopic composition around 25‰.

Keywords : garnierite veins, lateritization, oxygen isotopes, hot fluid-flow.

1. Introduction

La Nouvelle-Calédonie, archipel de l'Océan Pacifique Sud, possède 25% des ressources mondiales connues en nickel et est donc un des premiers producteurs dans le monde. Le nickel est très apprécié et utilisé pour sa résistance à l'oxydation et à la corrosion. Cet élément est issu des massifs de péridotite obductés (Avias, 1967 ; Prinzhofer *et al.*, 1980) où Jules Garnier découvre en 1864 un minerai nickélicifère, la « garniérite ». Cette roche verte est composée de différents silicates très riches en nickel dont le talc et la serpentine (Brindley et Hang, 1973 ; Brindley et Maksimovic, 1974). Les garniérites se présentent notamment sous forme de remplissages de veines et se trouvent à la base du profil d'altération (50-100m) au contact entre la péridotite « saine » et altérée. Ce minerai longtemps exploité en Nouvelle-Calédonie est presque complètement épuisé. Les minerais des sols d'altération (latéritiques) de plus faible teneur en nickel sont aujourd'hui de nouveaux objectifs économiques. Cependant, la garniérite reste un sujet scientifique d'intérêt puisque les conditions de sa formation ne sont pas parfaitement connues. Ainsi, comprendre les circulations de fluides et les drains passés permettrait de comprendre la formation de ces veines de garniérite et donc aider à la compréhension des minéralisations d'aujourd'hui.

Au Miocène, les péridotites ont subi une importante altération (latéritisation) en domaine tropical (Trescases, 1975). Les travaux antérieurs réalisés ont donc souvent conclu que les garniérites provenaient de l'altération des massifs ophiolitiques par des fluides météoriques (supergènes) avec une minéralisation du haut vers le bas du profil (*per descensum* ; Trescases, 1975). Cependant, les massifs fracturés sont également parcourus de veines de minéraux non nickélicifères dont la serpentine et le talc primaire communément associé à un hydrothermalisme en domaine océanique lié à la subduction (Trescases, 1975). Certains auteurs (Fritsch *et al.*, 2009 ; Fandeur, 2009) se demandent alors si la redistribution des éléments sur l'altération tropicale est hydrothermale ou météorique.

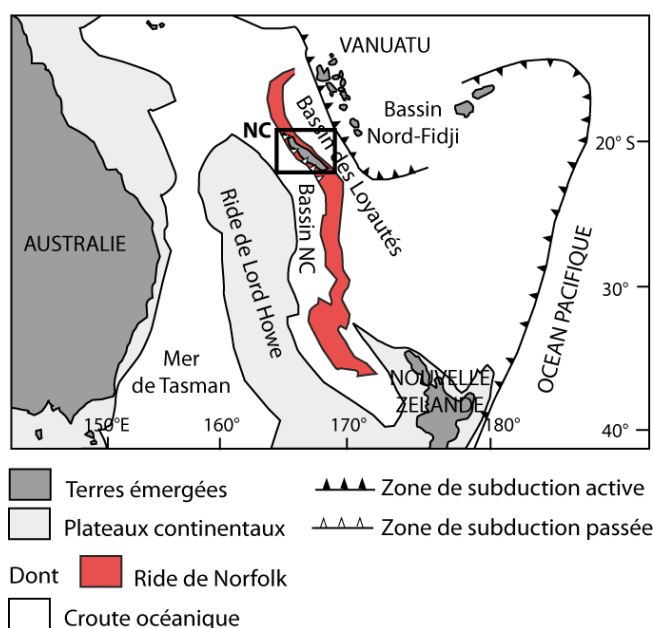
Ce travail s'effectue en collaboration avec Emmanuel Fritsch et Dik Fandeur (Institut de la Minéralogie et de la Physique des Milieux Condensés, Paris), Michel Cathelineau (Laboratoire de Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques, Nancy) et Dominique Cluzel (Université de Nouméa). L'objectif est de discuter l'origine des fluides minéralisateurs en essayant de comprendre les conditions de formation des veines de garniérite notamment en terme de température. La démarche mise en place pour y répondre est originale car inédite. Il s'agit d'étudier les isotopes de l'oxygène sur les minéraux purifiés des veines de garniérite et provenant de différents massifs répartis sur l'île. Des analyses sont également faites sur des minéraux latéritiques, utiles pour comparaison. Ces résultats donneront une indication sur l'origine des fluides. De plus, l'étude de couple de minéraux et de leurs différentes compositions isotopiques va nous aider à définir des géothermomètres de fluides que l'on ne peut pas obtenir pour l'instant par l'étude des inclusions fluides, avérées inexploitable.

2. Généralités

2.1. Contexte géologique

La Nouvelle-Calédonie, aujourd'hui portée par la ride de Norfolk (Figure 1), constitue un ancien fragment continental de la marge Est du Gondwana. Les terrains autochtones constituent le socle (Figure 2) et correspondent à un assemblage complexe de différentes unités géologiques continentales et ophiolitiques formées sur la marge Est du Gondwana et datés du Carbonifère Supérieur au Crétacé inférieur (Cluzel *et al.*, 1994 ; 2001). Au Crétacé Supérieur, le démantèlement du Gondwana débute et entraîne l'ouverture, d'Ouest en Est, de bassins à plancher océanique, la mer de Tasman, le bassin de Nouvelle-Calédonie et le bassin Sud-Loyauté, et donne naissance à trois segments continentaux, les rides de Lord Howe, Fairway et Norfolk (Figure 1).

Figure 1 : Carte de l'océan Pacifique Sud. Localisation de la Nouvelle-Calédonie (NC) par le rectangle noir voir agrandissement Figure 2 ; Modifié d'après Cluzel *et al.* (2001).



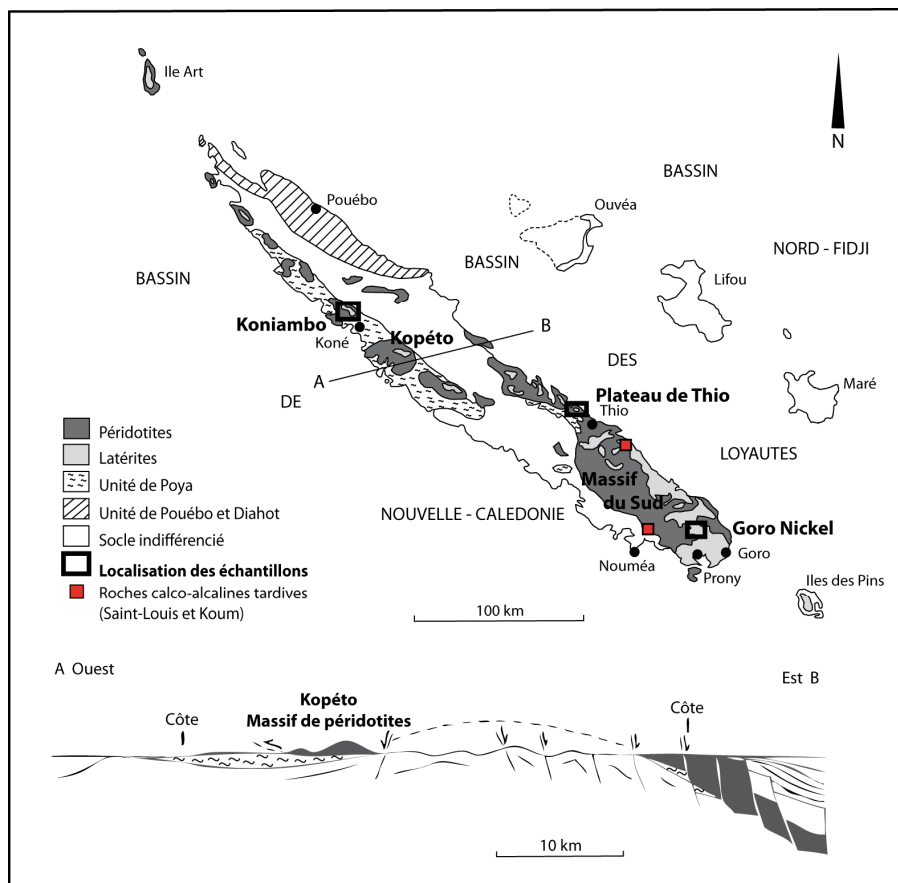
L'archipel est alors bordé à l'Ouest par le bassin de Nouvelle-Calédonie et à l'Est par le bassin Sud-Loyauté (Figure 1 et 2). Ces fragments continentaux et bassins sont portés par la plaque Australienne et continuent leur migration vers le Nord-est durant l'Eocène.

En Nouvelle-Calédonie, trois unités sont remarquables. La caractéristique principale de l'archipel est la présence de roches péridotitiques sous la forme d'un grand massif au Sud et de massifs isolés ou klippes sur la côte Ouest (Figure 2). Ces péridotites sont des harzburgites composées d'olivines, orthopyroxènes et spinelles chromifères et sont localement recoupées par des bancs de dunite (Trescases, 1975). La deuxième unité est celle de Poya, affleurant sous les massifs péridotitiques de la côte Ouest et est constituée de roches basaltiques provenant d'une croûte océanique supérieure (Figure 2). Enfin, l'unité de Pouébo, au Nord-est de l'île est un complexe métamorphisé en faciès éclogites et schistes bleus (Figure 2 ; Cluzel *et al.*, 1994).

L'origine des ophiolites a été l'objet de nombreuses études et débats (Avias, 1967). Ces massifs ultrabasiques sont aujourd'hui considérés comme étant des péridotites chevauchant les roches volcano-sédimentaires de l'unité de Poya ou du socle (Avias, 1967 ; Figure 2). Le contact tectonique, entre ces unités, est horizontal à sub-horizontale et est associé à une zone (« semelle ») serpentineuse. A l'Eocène inférieur, la plaque Australienne rentre en subduction sous la plaque Pacifique au niveau de l'arc volcanique des Loyautés entraînant la ride de Norfolk (Cluzel, 1998 ; Cluzel *et al.*, 1998). Suite au blocage de cette dernière, un mouvement d'obduction du manteau lithosphérique océanique du bassin Sud-Loyauté s'amorce à l'Eocène supérieur donnant naissance au chevauchement des péridotites (Prinzhofer *et al.*, 1980 ; Auzende *et al.*, 2000 ; Cluzel *et al.*, 2001). Cette compression aurait été assez courte dans le temps. Une nouvelle subduction se serait mise en place sous la côte Ouest entraînant la remontée de magma (roches calco-alcalines ; Figure 2) et un jeu de failles inverses qui affecterait la nappe. Les unités de Poya et de Pouébo sont également allochtones et cogénétiques (Cluzel *et al.*, 2001). Elles proviennent de l'obduction d'un même bassin océanique. Il s'agit des anciens terrains de Diahot à l'Est de la ride de Norfolk. Lors de la subduction du bassin Sud-Loyauté, les terrains du Diahot sont entraînés en premier. L'obduction de l'Eocène supérieur s'est faite en deux temps, les terrains de Poya puis la nappe ophiolitique, chevauchent le socle (Figure 2). Les terrains de Pouébo, ont eux, été entraînés plus loin dans la subduction et ont subi un métamorphisme de haute pression.

L'obduction a entraîné une importante fracturation et serpentinitisation des massifs de péridotites (Trescases, 1975). La serpentinitisation est une hydratation accompagnée d'une oxydation où les olivines et orthopyroxènes des péridotites réagissent avec l'eau pour donner de la serpentine. Les serpentines existent sous forme de différents phyllosilicates dont les principaux sont la lizardite, la chrysotile et l'antigorite (Moody, 1976 ; Table 1).

Figure 2 : Zoom du rectangle noir de la Figure 1. Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie avec les différentes unités dont la nappe de péridotites et les latérites associées. Localisation des échantillons étudiés dans ce rapport. Coupe synthétique avec les péridotites chevauchantes. Modifié d'après Cluzel *et al.*, (2001).



2.2. Géomorphologie et latéritisation

Au Miocène, la Nouvelle-Calédonie émerge et une phase d'érosion intense a lieu sous un climat tropical (Trescases, 1975). Ces phases d'érosion et d'altération Mio-Pliocène ont façonné une surface d'aplanissement générale, appelée pénéplaine (Chevillotte, 2005 ; Chevillotte *et al.*, 2006). Les péridotites vont être plus résistantes dans les zones où elles sont serpentinisées que dans les zones de brèches où les fluides peuvent circuler. La fracturation joue un rôle capital dans la morphologie des massifs (dolines, poljes, karsts) et dans les processus de minéralisation. De plus, la tectonique post-obduction est caractérisée par des mouvements verticaux (encore actifs). Ce soulèvement irrégulier dans le temps et asymétrique serait dû au passage de la plaque Australienne sous la plaque océanique au niveau des Nouvelles-Hébrides (Miocène moyen – actuel ; Trescases, 1975). Ces événements extensifs/transensifs importants après l'obduction affectent également la nappe de péridotites (Lagabrielle *et al.*, 2005). Cette tectonique extensive aurait débutée durant l'Oligocène et continuée jusqu'au milieu Miocène et Néo-Quaternaire. Le système extensif fait de la Nouvelle-Calédonie un horst, ce qui se traduit par une fracturation en failles normales du substrat, notamment par rejeux et une nouvelle configuration géomorphologique où l'érosion met en relief les zones péridotitiques (Figure 3A et B ; Chardon et Chevillotte, 2006). Le soulèvement plus important au niveau de la chaîne centrale a contribué à l'érosion totale de la nappe péridotitique alors qu'à l'Est et à l'Ouest, elle est relativement bien conservée. Aujourd'hui, l'altitude des massifs varie entre 500 et 1600m (Figure 3B).

Cette phase d'érosion intense sous climat tropical forme des sols d'altération, c'est la latéritisation des massifs de péridotites (Figure 2 ; Figure 3C). Il en existe plusieurs types selon le type de roche altérée. En Nouvelle-Calédonie, un profil type d'altération est classiquement constitué de haut en bas par, (1) une éventuelle cuirasse ferrugineuse ; (2) les latérites rouges et jaunes ; (3) la saprolite fine et grossière et (4) la roche ultrabasique peu ou pas altérée (Trescases, 1975). En général, ce profil n'excède pas 100 m. La saprolite grossière correspond au contact entre roche originelle et manteau altéré, c'est à cet endroit que l'on retrouve principalement les garniérites (Figure 3C). Ce contact est creusé par dissolution de la roche (aspect de lapiez). La structure de la roche est souvent conservée. Le contact entre saprolite grossière et saprolite fine n'est pas brutal et correspond à la disparition vers le haut du profil de la péridotite. Enfin, les latérites sont remaniées et toutes les structures de la roche sont effacées. Ces profils peuvent varier localement.

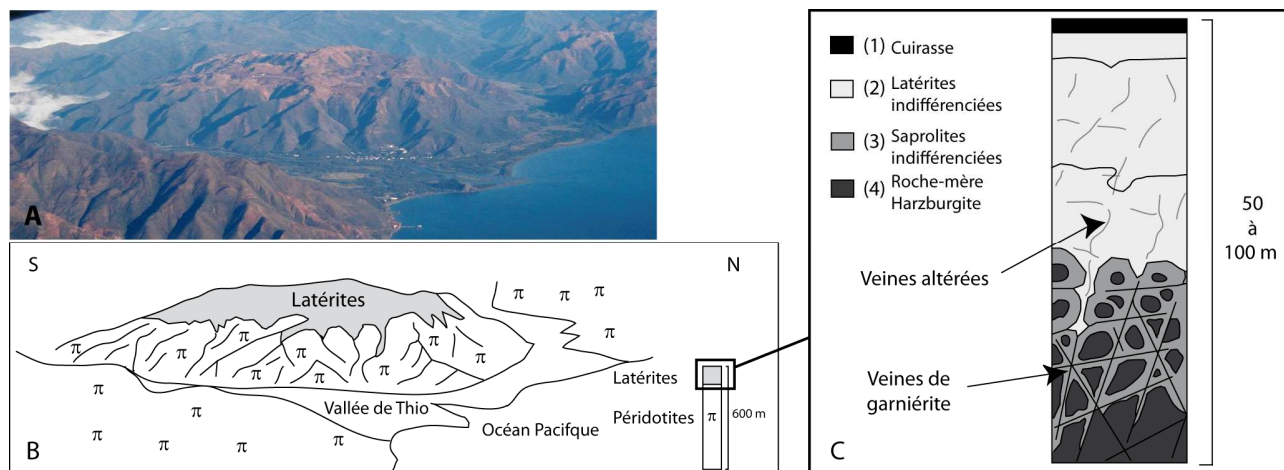


Figure 3 : A) Photographie du Plateau de Thio sur la côte Est (Figure 2) tirée de «PangeaMinerals.org» soulignant l'altitude et le relief marqué de cette région. La cuirasse latéritique est visible en rouge-ocre B) Profil morphologique actuel du massif de Thio avec les péridotites et latérites exploitées C) Exemple d'un profil latéritique, ici du massif de Koniambo (Figure 2) avec la localisation des veines de garniérites, modifié d'après Fandeur (2009).

2.3. Définition et formation des garniérites

Le nickel, exploité en Nouvelle-Calédonie, se trouve dans les péridotites et ses produits d'altération. En Nouvelle-Calédonie, la garniérite correspond à des minerais bréchiques que l'on trouve, notamment dans la zone de transition entre roche originelle et manteau altéré (Figure 3C), sous la forme de précipités fissuraux, associés souvent à du quartz (Trescases, 1975). La garniérite est donc bien issue de l'altération des roches ultrabasiques.

Ce minéral et non minéral n'a pu être défini que très récemment avec l'avènement des diffractions rayons X. C'est un assemblage complexe de silicates dans lesquels le nickel se substitue au magnésium

(teneur moyenne de 2% ; Brindley et Hang, 1973 ; Brindley et Maksimovic, 1974). Il associe du talc (Willemséite) et de la serpentine (Népouite) nickélicifère (Table 1) qui sont les phases principales des garniérites de Nouvelle-Calédonie (Wells *et al.*, 2009). En plus des serpentines et talcs qui composent la garniérite, il a été montré que les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie possèdent d'autres phases minérales porteuses de nickel comme les smectites (Manceau et Calas, 1985 ; Table 1).

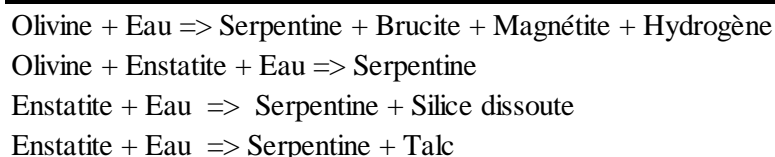
Groupe des Talcs	Talc	$Mg_3 Si_4 O_{10} (OH)_2$
	Willemséite	$(Ni, Mg)_3 Si_4 O_{10} (OH)_2$
Talcs/Smectites	Kérolite	$(Mg, Ni)_3 Si_4 O_{10} (OH)_2 \cdot H_2O$
	Pimélite	$(Ni)_3 Si_4 O_{10} (OH)_2 \cdot 4H_2O$
Groupe des Smectites	Sépiolite	$Mg_4 Si_6 O_{15} (OH)_2 \cdot 6H_2O$
	Falcondoite	$(Ni, Mg)_4 Si_6 O_{15} (OH)_2 \cdot 6H_2O$
Groupe des Serpentes	Lizardite	$Mg_3 Si_2 O_5 (OH)_5$
	Chrysotile	$Mg_3 Si_2 O_5 (OH)_5$
	Antigorite	$(Mg, Fe^{2+})_3 Si_2 O_5 (OH)_4$
	Népouite/Pécoraite	$Ni_3 Si_2 O_5 (OH)_5$

Table 1 : Présentation des différents groupes de silicates et de leurs minéraux nickélicifères et magnésiens.

Les minéralisations des garniérites sont dues à des fluides parcourant les fractures. Ces fluides sont mis en jeu dans les processus de serpentinitisation et d'altération latéritique.

De façon générale, l'idée admise est que la minéralisation nickélicifère est d'origine supergène c'est-à-dire qu'elle est directement liée aux fluides météoriques (Trescases, 1975). Le schéma classique est composé de deux étapes, (1) une serpentinitisation primaire et (2) la latérisation qui entraîne une serpentinitisation secondaire. La serpentinitisation primaire est visible de la base au sommet des massifs harzburgitiques. Cette serpentinitisation se serait faite en profondeur et est liée, avant et pendant l'obduction, aux activités hydrothermales en milieu océanique (Trescases, 1975 ; Traoré, 2005). Le phénomène de subduction de la croûte océanique provoquerait une déshydratation des roches enfouies. Les fluides hybrides, ainsi libérés, participeraient à l'hydratation des séquences mantelliques sus-jacentes (Audet, 2008). Des silicates primaires (serpentine et talc ; Table 1) précipitent alors dans les fissures ainsi que de la brucite (hydroxyde de magnésium) et des carbonates (Table 2). Pendant la latérisation, l'altération de l'olivine, minéral des péridotites harzburgitiques contenant le nickel originel, se fait en premier et débute dans la saprolite. Le profil d'altération (Figure 3C) est marqué par une diminution progressive de bas en haut de la silice et du magnésium (Trescases, 1975). Ils sont lessivés dès les premiers stades de l'altération, la silice précipite et le magnésium est dissous chimiquement (lixivié). Les orthopyroxènes (enstatite) viennent ensuite à s'altérer et sont remplacés par du talc souvent associé avec du quartz. Dans les latérites, le pH est faible, le nickel est alors mobilisé et descend vers la base du profil pour reprécipiter à pH=8.5. On parle de minéralisation *per descensum*. La roche altérée est alors parcourue de veines remplies de serpentines et talcs secondaires, nouveaux porteurs du nickel (Table 1). Ce remplissage s'est effectué pendant l'ouverture des fissures (syn-cinématique) ou légèrement après (post-cinématique ; Vigier, 2001 ; Cluzel et Vigier, 2008).

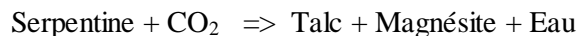
Table 2 : Quelques réactions durant la serpentinitisation des péridotites. (Trescases, 1975 ; Mével, 2003 ; Traoré, 2005)



Très récemment, Fandeur (2009) propose un autre modèle avec trois étapes dans l'altération : (1) une serpentinitisation primaire en domaine océanique, (2) une altération hydrothermale en contexte continental et enfin (3) une altération supergène tropicale. La serpentinitisation primaire correspond à celle décrite par les auteurs précédents, l'olivine et le pyroxène se transforment partiellement en serpentine et talc non nickélicifères. En revanche, la serpentinitisation secondaire est considérée comme hydrothermale et non météorique par Fandeur. En effet, selon lui, l'obduction s'est accompagnée d'une haute fugacité en CO₂, d'une importante fracturation des péridotites hydratées et d'une forte augmentation de la température. Il

suggère que le talc pourrait résulter d'une carbonatation des serpentines, réaction consécutive à la mise en circulation de fluides chauds lors de l'obduction (Table 3). Il démontre par la présence de giobertite (carbonate de magnésium), que le talc provient d'une carbonatation des serpentines dû à un processus d'hydrothermalisme en domaine continental. Ces fluides chauds auraient remobilisés le nickel et mis en place des veines de silicates nickélicifères (garniérites). Enfin l'altération supergène aurait permis la formation des minerais latéritiques dont les oxydes de fer et de manganèse.

Table 3 : Réaction de carbonatation des serpentines et formation de talc (Fandeur, 2009)



3. Echantillonnage et techniques analytiques

L'échantillonnage et les techniques analytiques employées durant ce projet ont pour but de répondre à la question par l'analyse des isotopes stables de l'oxygène dans les veines de garniérite.

Il est important de recueillir un grand nombre d'échantillons de l'ensemble de l'île pour avoir une vision exhaustive et représentative des résultats. Ceci a été possible grâce à la collaboration des différentes équipes qui nous ont fournis leurs échantillons de terrain. Il est important de préciser que ces échantillons n'étaient pas destinés à l'origine à être analysés en géochimie des isotopes stables. Il manque donc parfois certaines informations telles que la localisation de ces garniérites dans le profil et même leur localisation sur l'île.

Un travail en amont du stage a donc consisté à récupérer ces échantillons de roches. Ainsi, Emmanuel Fritsch et Dik Fandeur de l'Institut de la Minéralogie et de la Physique des Milieux Condensés (IMPMC) à Paris m'ont remis un jeu de 12 échantillons de roches totales ainsi que de nombreuses poudres correspondant à différents minéraux de chaque échantillon qui subiront par la suite une analyse aux diffractions rayons X. Ces roches ont été récoltées lors d'une campagne en mai 2009. Ils proviennent exclusivement du klippe de Koniambo situé au Nord-ouest de l'île, au niveau de la carrière de Manguen situé entre 600 et 700m d'altitude (Figure 2).

Dominique Cluzel, de l'Université de Nouméa en Nouvelle-Calédonie nous a également remis deux jeux d'échantillons. Le premier, sous forme de fragments de minéraux, provient d'une ancienne mission (Vigier, 2001) et également d'échantillons de collections. Trois proviennent de Koniambo, quatre viennent de différentes concessions du Plateau de Thio situé à l'Est de l'île à environ 600 m d'altitude, un échantillon provient également de Kopéto et un autre à une provenance inconnue (Figure 2). Le deuxième jeu d'échantillons est constitué de 10 roches provenant de Thio Plateau (Figure 2).

Enfin, un autre jeu d'échantillon a été travaillé à Nancy par Johan Bergé. Il s'agit de 8 roches de collection appartenant à Michel Cathelineau, du laboratoire de Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques de Nancy, et dont on ignore la provenance. Ils ont également étudié 4 échantillons de Wells (Wells, 2009) qui proviennent de la mine de Goro Nickel (Figure 3). Les techniques analytiques pour caractériser ces échantillons ne seront pas décrites dans ce rapport.

3.1. Géochimie des isotopes stables

Les isotopes de l'oxygène sont étudiés sur les minéraux purifiés des veines de garniérite provenant des différents massifs répartis sur l'île. L'objectif est de discuter l'origine des fluides minéralisateurs en essayant de comprendre les conditions de formation des veines de garniérite notamment en terme de température.

L'étude des isotopes stables permet d'observer le fractionnement isotopique c'est à dire la modification du rapport isotopique R (Table 4) au cours d'un processus physico-chimique. Le coefficient de fractionnement entre deux objets (minéraux, eau...) correspond à α (Table 4). La composition isotopique des roches est donnée par la notation $\delta^{18}\text{O}$ (Table 4). Elle est mesurée en ‰ par rapport au SMOW (Standard Mean Ocean Water). Entre 70 et 80 analyses isotopiques de l'oxygène ont été réalisées à Géosciences Rennes dans le laboratoire des isotopes stables par Philippe Boulvais et moi-même avec l'aide occasionnelle de Krzysztof Suchorski et de Johan Bergé par série de dix incluant deux standards, un international NBS28 qui est un silicate pur, et un local, A1113 qui provient d'un granite breton analysé à de nombreuses reprises. Ces standards subissent des variations et donc serviront à faire les corrections sur les résultats obtenus.

La température joue un rôle essentiel sur le fractionnement. En effet, plus la température est élevée, plus les molécules sont agitées et moins les différences de masse sont observables. Il est alors possible de déterminer les températures d'équilibre isotopique des minéraux grâce au $\Delta^{18}\text{O}$ (Table 4), dans notre cas, de précipitations des garniérites en mesurant les compositions isotopiques en oxygène des minéraux co-existant dans les veines.

Il est nécessaire de peser entre 6,5 à 7,5 mg de poudre de chaque échantillon selon que ce soit un quartz pur ou une garniériste. Ces poudres sont ensuite déshydratées pendant 40h grâce au pentoxyde de phosphore. L'oxygène du matériel silicaté est ensuite libéré par réaction avec du BrF₅ dans des tubes chauffés à 670°C pendant une nuit. L'oxygène est alors converti en CO₂ par réaction avec du graphite pour être ensuite analysé au spectromètre de masse. Les mesures ont été réalisées sur un spectromètre VG SIRA 10 et un autre OPTIMA par Krzysztof Suchorski et Philippe Boulvais que j'ai assisté occasionnellement.

$$R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$$

$$\alpha_{\text{qz-tlc}} \text{ } ^{18}\text{O} = R_{\text{qz}} / R_{\text{tlc}}$$

$$\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}) / (R_{\text{standard}}) * 10^3$$

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{qz-tlc}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{qz}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{tlc}} = 1000 \text{Ln}(\alpha_{\text{qz-tlc}} \text{ } ^{18}\text{O}) = A(10^6/T^2) + B(10^3/T) + C$$

avec A, B, C constantes

Table 4 : Rappel des fondamentaux de géochimie isotopique de l'oxygène.

3.2. Choix des minéraux et couples étudiés

Pour comprendre comment se sont formées les veines de garniériste et si elles sont liées ou non au profil d'altération, il est nécessaire d'avoir une idée de la chronologie des phases composant les différentes veines. Pour cela l'équilibre entre les minéraux au sein d'une même veine ainsi que sa relation avec l'encaissant sont observés à l'échelle macroscopique et au microscope. Pour cela, Xavier Le Coz a réalisé une vingtaine de lames minces sur les roches de l'IMPIC et les quartz latéritiques de Dominique Cluzel.

Toujours dans le but de comprendre la genèse des veines, il est nécessaire de connaître la composition isotopique de chaque minéral de chaque échantillon. C'est pour cela qu'on a travaillé uniquement sur des minéraux et non des roches totales. Des veines nickélicifères monominérales de willemséite (Table 1) par exemple seront étudiées (Figure 4A) où les minéraux sont prélevés dans des fractures ouvertes. Les minéraux nickélicifères sont souvent reconnaissables à leur couleur verte (Figure 4B), il arrive néanmoins que certaines roches blanches soient nickélicifères ou encore que des roches vertes soient très peu nickélicifères. De plus, un minéral peut être présent sous différentes formes, aspects et textures. Il est donc très difficile de savoir, au premier regard, quel type de matériel il s'agit et de donner des caractéristiques propres à chaque minéral. caractéristiques d'eaux superficielles.

Des veines pluri-minérales où la serpentine, la willemséite et le quartz sont associés sont également étudiées afin de déterminer des équilibres isotopiques entre les minéraux. Il est important aussi d'étudier des minéraux nickélicifères et non nickélicifères (Table 1) pour déterminer si le nickel joue un rôle dans le fractionnement isotopique. Il s'agira de voir si les compositions isotopiques en oxygène de chaque population de minéraux sont homogènes ou non à l'échelle de l'île. A titre de comparaison, il est également intéressant d'étudier des veines de quartz latéritiques (Figure 4C et D) du haut du profil qui sont supposées avoir des valeurs isotopiques.

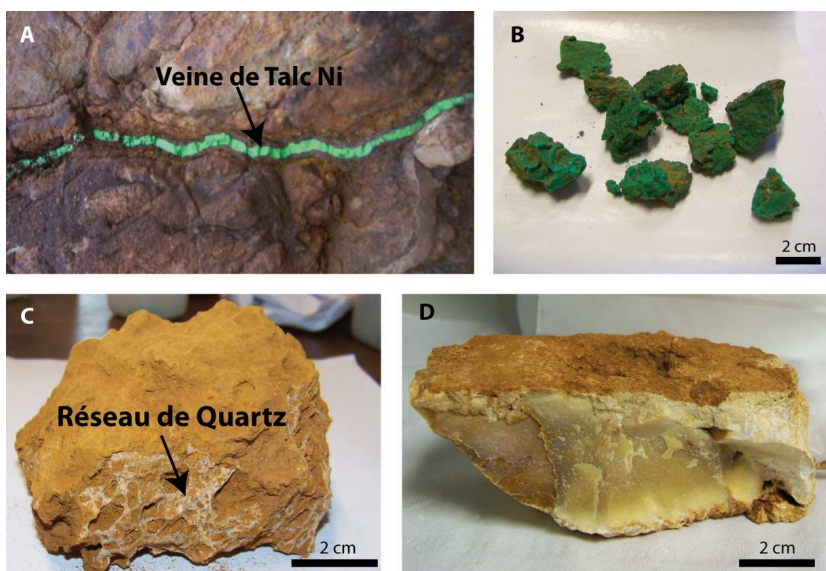


Figure 4 : A) Echantillon MG3a, Veine de willemséite (Table 1) recoupant les péridotites du Koniambo (Figure 2 ; échelle non connue) B) Echantillon Th Pl 7, Minéraux de garniériste prélevés dans veine ouverte au Plateau de Thio (Figure 2) C) Echantillon « Fausse Cargneule », réseau de quartz au sein d'une latérite du Plateau de Thio (Figure 2) D) Echantillon MG3c, joint de silice/quartz du Koniambo (Figure 2).

3.1. Purification des minéraux

L'analyse des isotopes stables nécessite donc de travailler sur des minéraux purs. Au vu de la complexité des roches, un travail minutieux de séparation des minéraux a donc été nécessaire. La séparation s'est effectuée sous loupe binoculaire après concassage de la roche lorsqu'elle était possible. Les échantillons de l'IMPMC ont fait l'objet d'une purification plus poussée au vue des résultats isotopiques hétérogènes de leurs poudres préalablement séparés par leur soin. La pureté des échantillons de willemséite, sépiolite et quartz est comprise entre 95 et 99% (Figure 5A, C, D et E). La serpentine/népouite (Table 1), en revanche, a de nombreuses associations avec des oxydes qu'il est souvent impossible de séparer (Figure 5B). L'incertitude de pureté est donc plus grande. C'est pour cela qu'on se concentrera essentiellement sur les résultats isotopiques du talc, de la sépiolite (nickélicifères ou non ; Table 1) et du quartz/silice. Chaque échantillon purifié est broyé au carbure de bore (mortier) afin d'obtenir une poudre fine.

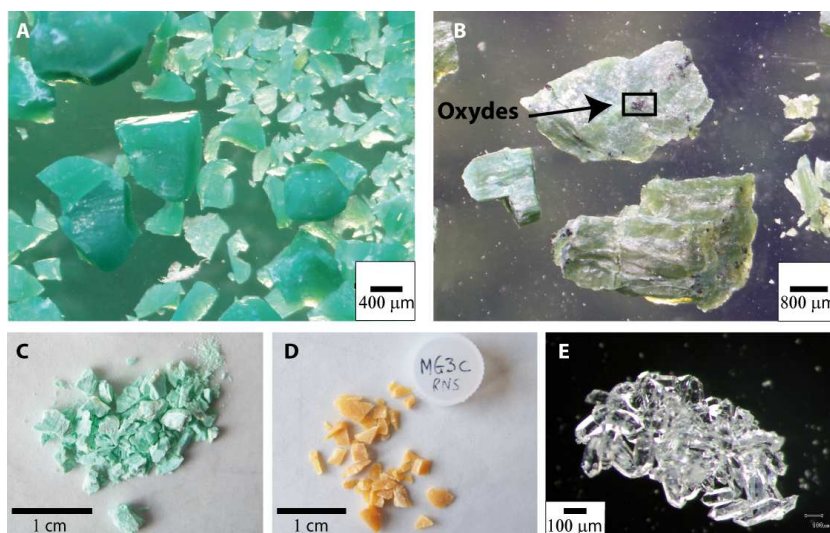
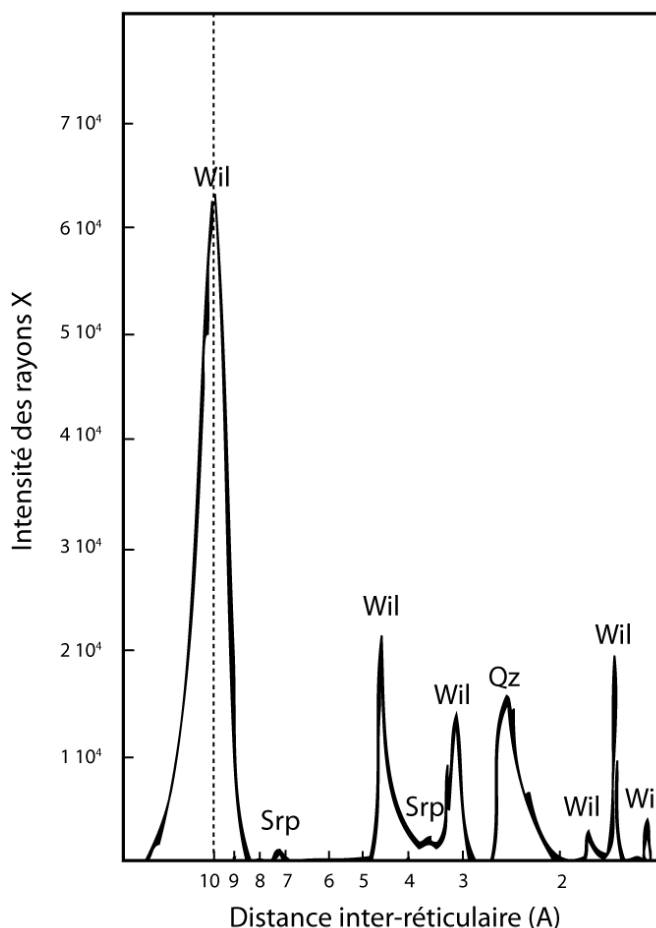


Figure 5 : A) Echantillon MG1a, minéraux de willemséite purs à 99 % B) Echantillon MG1a de lizardite/népouite (Table 1) associé à des minéraux noirs, d'oxydes qui abaisseraient potentiellement la composition isotopique en oxygène générale C) Echantillon MG4b, sépiolite verte (Table 1) purifiée à 98 %, minéral fibreux, de densité très faible et très dur au broyage D) Echantillon MG3c (Figure 4D) de quartz pur à 99 % doit sa couleur aux altérites E) Echantillon MG5a d'assemblage de quartz d'une veine.

Chaque échantillon purifié a fait l'objet d'un contrôle minéralogique par diffraction rayons X lorsqu'il y avait assez de poudre disponible. Les quartz et l'échantillon BLV3 n'ont donc pas pu être soumis à ce contrôle. Cette étude a été réalisée par Gabrielle Dublet et Dik Fandeur de l'Institut de la Minéralogie et de la Physique des Milieux Condensés à Paris. Les solides cristallisés ont la propriété de diffracter les rayons X selon des angles θ qui dépendent de la distance (d) entre deux plans réticulaires du réseau cristallin et de la longueur d'onde λ du rayonnement X utilisé.

Un diffractogramme (Figure 6) est la mesure de l'intensité de la diffraction des rayons X en fonction de l'angle d'incidence θ lié à la distance entre les plans inter-réticulaires par la formule de Bragg ($n\lambda=2 d \sin(\theta)$). Cette formule dépend de la nature et de la composition du système cristallin

Figure 6 : Diffractogramme de l'échantillon MG3a (Figure 4A) obtenu par Gabrielle Dublet (IMPMC, Paris) représentant l'intensité de la diffraction des rayons X en fonction de la distance inter-réticulaire en angström (A). Le pic à 10 angströms est caractéristique d'une willemséite (Wil ; Brindley et Hang, 1973). Quelques pics de quartz (Qz) et de serpentine (Srp) sont visibles. Cette veine MG3a est donc une willemséite pratiquement pure au vu des faibles proportions des autres minéraux.



Cette méthode permet ainsi de caractériser la minéralogie de la roche (Figure 6). En ce qui concerne, les échantillons de Nouvelle-Calédonie, aucun minéral n'est pur à 100 % et est accompagné parfois de minéraux en faible proportion. Il s'agira d'en tenir compte dans l'analyse des résultats isotopiques.

4. Résultats

4.1. Etude Pétrographique

4.1.1. Relation entre les minéraux des veines

Il est possible de remarquer que certaines zones qui apparaissent macroscopiquement comme étant des zones peu cristallisées ou amorphes se révèlent cristallisés au microscope optique comme les quartz. L'échantillon MG3c, par exemple, (Figure 4D et 5D) apparaît sous forme d'une silice orangée dû aux altérites. Au microscope, il se révèle une multitude de très petits cristaux de quartz. Les sépiolites, quant à elles (Table 1 ; Figure 5C), se présentent sous formes de grandes fibres, rideaux de minéraux. Les talcs et serpentines nickélifères et non nickélifères (Table 1) sont présents sous de nombreuses formes. Le talc notamment est souvent sous forme de « chou-fleur ». Les nombreux types de serpentines, leurs différentes structures et textures en font des minéraux très difficiles à observer et se révèlent être généralement des mélanges de talc et serpentine. La présence de nickel ou non ne peut être confirmé qu'à la microsonde ou diffractions rayons X. L'étude s'est donc alors principalement portée sur les talcs et les quartz. L'association de l'observation des sucres (Figure 7A) et des diffractions rayons X (Figure 6) aide à la reconnaissance des différentes phases.

Il apparaît clairement certaines relations entre les différents minéraux des veines. Il arrive parfois que le talc nickélifère précipite directement sur les veines de quartz comme pour l'échantillon MG1a (Figure 5A et 7A). Cela arrive également pour la serpentine nickélifère qui repose aussi sur le quartz dans l'échantillon Th PI 6 (Table 6). Le talc ou la serpentine est alors légèrement postérieur au quartz, on peut d'ailleurs retrouver des fragments de quartz dans le talc dans l'échantillon MG1a (Figure 7B, C et D). Les deux phases sont donc légèrement en déséquilibre textural et temporel et donc éventuellement chimique. Cependant, si l'on regarde la taille et les contacts entre les minéraux dans cet échantillon, l'état semble proche de l'équilibre car il n'y a pas de figures de dissolutions, la taille des minéraux est souvent la même (Figure 7C). Les quartz ont des stries de croissance de l'extérieur vers l'intérieur de la veine.

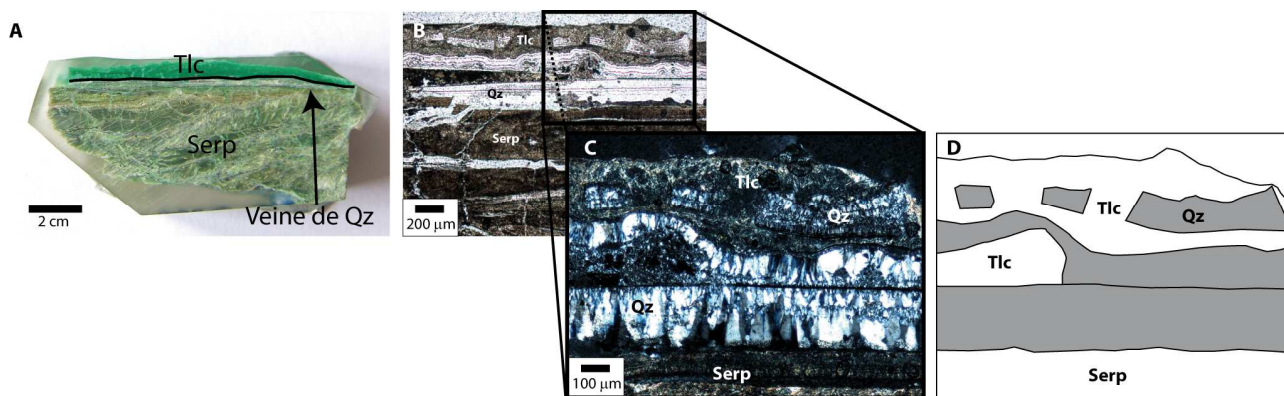


Figure 7 : Etude macroscopique et microscopique de la veine MG1a du massif de Koniambo (Figure 2). A) sucre de la lame mince où le talc repose sur le quartz. B) Vue au microscope en lumière polarisée C) Zoom en lumière polarisée et analysée D) Relation des différents minéraux, talc (Tlc), serpentine (Serp) et quartz (Qz) au sein de la veine. Le quartz recoupe la serpentine par contre il existe des fragments de quartz dans une matrice de talc. Le talc est donc légèrement postérieur au quartz mais la taille, les contacts entre les minéraux laissent à penser que la veine à l'équilibre.

Le talc et le quartz peuvent faire aussi partis d'une même unité comme le montre l'échantillon KNB3 (Figure 8C et D) où il existe de la garniérine associant du quartz et du talc nickélifère.

La plupart des échantillons nous montre néanmoins que le quartz ou la silice brune recoupe la willemséite comme pour l'échantillon BLV3a et KNB3 (Figure 8). Dans le cas de KNB3, il existe deux types de silice, le quartz (vu précédemment) associé au talc et la silice brune. Cette silice brune recoupe le tout et présente des enclaves de quartz-talc (Figure 8C et D). Elle est donc postérieure.

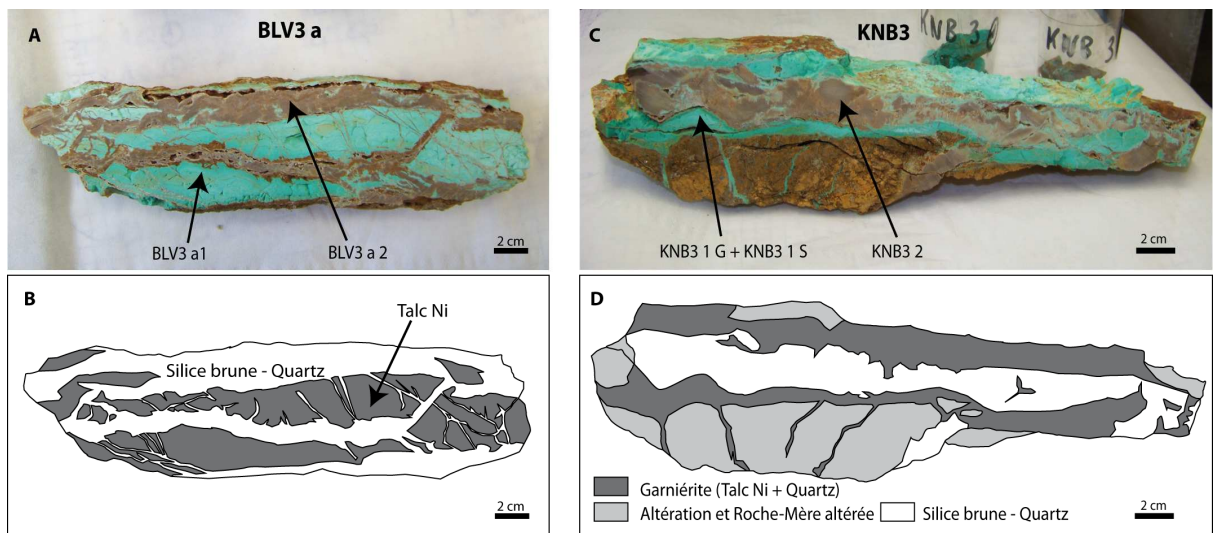


Figure 8: A) Echantillon BLV3 a, veine de willemsite et silice/quartz du Plateau de Thio (Figure 2) B) schématisation de la même veine, la silice/quartz recoupe clairement le talc nickélicifère, la silice est donc légèrement postérieure C) Echantillons KNB3, veine de garniérite et de silice brune du massif du Koniambo (Figure 2) D) Au sein de la veine, la garniérite est composée de talc nickélicifère et de quartz, ils sont génétiquement liés. Des inclusions de garniérite sont visibles au sein de la silice brune, ce qui veut dire que cette silice est postérieure. La garniérite quant à elle recoupe la roche altérée.

4.1.2. Relation veine-encaissant

Les relations entre la veine et l'encaissant sont parfois complexes à observer. Cet encaissant correspond toujours à une péridotite déjà altérée. Il y a très peu de péridotites saines. La plupart du temps, le talc nickélicifère recoupe la péridotite altérée (Figure 8 C et D). L'échantillon MG3a (Figure 4A) présente, en macroscopie, une veine de willemsite qui recoupe un encaissant péridotitique altéré. Au microscope, les relations entre veines et roche encaissante sont plus simples à distinguer (Figure 9). En effet, l'altération de la roche-mère se traduit par des minéraux oxydés de teintes orangées à marron en lumière polarisée et analysée. Il existe néanmoins des minéraux primitifs de la roche-mère reconnaissables tels que l'olivine ou le pyroxène. Ils sont également altérés et ne sont parfois que des « fantômes » (pseudomorphose) de ces anciens minéraux. Les olivines sont également parcourues d'un réseau de serpentine (Figure 9). Ces serpentines recoupent l'ensemble des minéraux oxydés. Ces minéraux pseudomorphosés sont eux même recoupés par des veines tardives au remplissage garniéritique.

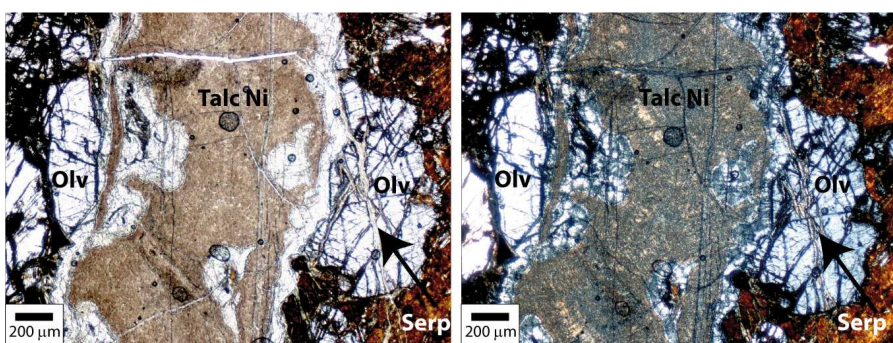


Figure 9 : Echantillon MG3a, veine de willemsite en lumière polarisée analysée (à droite) et non analysée (à gauche). Olivine (Olv) dans matrice oxydée et altérée recoupé par un réseau de serpentines (Serp) primaires preuves d'une première altération. Le tout recoupé par une veine au remplissage de willemsite tardive signe d'une seconde circulation de fluide plus tardive.

4.2. Compositions isotopiques en oxygène

Les compositions isotopiques en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$; Table 4) des différents minéraux sont données avec une incertitude de $\pm 0,2\%$.

Les premières séries sont consacrées à passer des échantillons « bruts » qui avaient subi une première purification dans l'optique d'être analysé aux diffractions rayons X et non isotopiquement. Il s'agit d'avoir une idée générale des compositions isotopiques des différents minéraux. Au vu des résultats isotopiques hétérogènes (Table 5), il est apparu qu'il fallait une purification plus poussée pour l'analyse des isotopes

stables. C'est pour cela que les échantillons ont été séparés une seconde fois à partir du macro-échantillon. Ainsi, 6 des échantillons de l'IMPMC ont été séparés une deuxième fois dans les locaux de Géosciences Rennes (Table 5). Le jeu d'échantillon de collection de Michel Cathelineau a quant à lui été travaillé et séparé à nouveau par Johan Bergé, étudiant de master 2 à Nancy (Table 5, partie grisée).

Table 5 : Composition isotopique en oxygène (en ‰ ± 0,2) d'un même échantillon ayant subi une purification sommaire : échantillon « brut » et une purification poussée : échantillon « purifié ». La séparation des échantillons de l'IMPMC a été effectuée à Rennes par moi-même. Il s'agit des noms des poudres et non de l'échantillon global (échantillon « minéral »). Les différences observées sont dues à la présence de minéraux secondaires en quantité non négligeable dans le minéral étudié. Les résultats grisés sont ceux obtenus sur les échantillons de la collection de Michel Cathelineau après la purification de Johan Bergé à Nancy.

Echantillon "minéral"	"Brut "	Purifié
MG1a Nep	9,9	10,3
MG1a Qz	20,7	25,9
MG1a Wil	17,3	16,7
MG3a Wil	17,9	17,4
MG4b Wil	22,6	23,8
MG5e Wil	19,8	17,7
ENSG	19,3	21,1
NCBS1	28,7	31,4
NCBS62	13,3	12,8
PIMBA 4760	20,8	20,5
PIM E750	14,8	13,8
GAR 68705	16,5	Plaquage kérolite : 16,7 Lizardite-népouite : 23,7
GARTH 68589	15,2	Plaquage kérolite : 13,8 Fibre lizardite-népouite : 7,8

Les résultats isotopiques ainsi obtenus nous montrent de grande différence entre les compositions isotopiques des fractions brutes et des fractions purifiées d'un même échantillon. Par exemple, si l'on regarde, l'échantillon MG1a Qz qui est un échantillon de quartz (Table 5), on peut voir qu'à la suite de la première purification effectuée à l'IMPMC, sa composition isotopique en oxygène est de 20,7‰ ± 0,2‰. En réalisant, une purification plus poussée, le $\delta^{18}\text{O}$ du quartz est de 25,9‰ ± 0,2‰. Il y a une différence de 5,2‰. La purification et la présence de minéraux secondaires semblent donc être des paramètres importants influant sur les compositions isotopiques en oxygène des échantillons. Pour ces raisons, les échantillons bruts de la Table 5 ne seront pas représentés dans le traitement des résultats, seuls les échantillons purifiés (Table 5) y figureront. Les résultats sont représentés Table 6 avec la composition en phase de chaque échantillon. Ainsi, les compositions isotopiques en oxygène sont principalement données pour les quartz/silice, les sépiolites/smectites, les serpentines ou les willemséites (Table 1). Lorsque cela est possible une indication texturale est donnée, à savoir s'il s'agit d'une veine pluri ou monominérale.

La distribution des compositions isotopiques en oxygène des 56 échantillons tous minéraux confondus est représentée à la Figure 10A. Le $\delta^{18}\text{O}$ s'étale de 7 à 31‰. On observe quelques pics aux valeurs de 10, 17 et 25‰. L'interprétation des compositions isotopiques en oxygène ne peut se faire qu'en connaissant la nature minéralogique des échantillons comme le cas de la Figure 10B. Après séparation, purification des minéraux et contrôle minéralogique par diffractions rayons X, le set d'échantillon passe de 56 à 37 analyses significatives (Figure 10). Il est important de noter que dans les minéraux purs on ne tient pas compte de la kérolite qui est défini comme étant un talc/smectite hydraté (Table 1). La lizardite et la népouite, serpentine nickélicifère, sont représentées dans le même groupe. En effet, les échantillons caractérisés comme étant de la lizardite aux diffractions rayons X peuvent être plus ou moins nickélicifères car la méthode ne permet pas une résolution suffisante. Il en est de même pour la sépiolite et la falcondoite (Table 1 ; Figure 10B). Enfin, il est intéressant de distinguer les quartz associés aux veines de garniérite, des quartz qui ne le sont pas. Parmi, les quartz indépendants des veines de garniérite, il y a ceux des veines situées dans les latérites (Figure 4C ; Table 6 ; Figure 10B).

Une première remarque concernera le groupe des serpentines. Les valeurs des compositions isotopiques en oxygène des lizardites-népouites s'évalent entre 7 et 16,5‰ (Figure 10B). Elles présentent donc une grande variabilité. Les échantillons Th Pl 6 et Th Pl 7 (Figure 4B), serpentines nickélicifères, présentent les $\delta^{18}\text{O}$ les plus forts du groupe des serpentines, respectivement 15,4 et 16,5‰ ± 0,2‰.

Echantillon	Provenance	Type/Nature	Qz	Wil	Sep	Serp	Autre	$\Delta^{18}\text{O}(\text{Qz-Tlc})$	T°C apparente
MG1a	Koniambo	Veine pluri-minérale	25,9	16,7		10,3 (3)		9,2	40 +/- 10
MG1b	Koniambo	Serpentine/ Quartz					10,4 (4)		
MG1e	Koniambo	Talc					9,6		
MG3a	Koniambo	Veine mono-minérale		17,4					
MG3c	Koniambo	Veine mono-minérale	28,3						
MG4a	Koniambo	Veine pluri-minérale				8,7 (3)	7,2 (4) (5)		
MG4b	Koniambo	Veine pluri-minérale			23,8	7,9 (3)			
MG5a	Koniambo	Veine pluri-minérale	24,6				9,1 (4) (6)		
MG5b	Koniambo	Serpentine/ Quartz/ Willemséite					12,5 (4)		
MG5c	Koniambo	Serpentine/ Quartz					10,7 (4)		
MG5d	Koniambo	Veine mono-minérale					8,8 (7)		
MG5e	Koniambo	Veine pluri-minérale		17,7					
KNB2A	Koniambo	Sépiolite/ Chrysotile/ Oxydes					18,0 (4)		
KNB3	Koniambo	Veine pluri-minérale	25,0	17,4				7,6	85 +/- 14
			27,6 (2)					(10,2)	(18) +/- 8
KNB9	Koniambo	Népoûite				10,9			
BLV3	Thio Plateau	Indéterminé					18,8		
BLV3 a	Thio Plateau	Veine pluri-minérale	25,2	17,9				7,3	95 +/- 15
3TX1 a	Thio Plateau	Veine pluri-minérale	24,5	18,0				6,5	127 +/- 18
3TX2	Thio Plateau	Sépiolite			22,4				
Th PI 1	Thio Plateau	Montmorillonite			23,9				
Th PI 2	Thio Plateau	Sépiolite / oxydes			24,8 (4)				
Th PI 3	Thio Plateau	Veine pluri-minérale	25,1				23,3 (7)		
Th PI 4	Thio Plateau	Talc/ Saponite/ Chrysotile/ Quartz					19,3 (4)		
Th PI 6	Thio Plateau	Veine pluri-minérale	25,9			15,4 (9)			
Th PI 7	Thio Plateau	Veine mono-minérale				16,5 (9)			
Th PI 9	Thio Plateau	Veine mono-minérale	25,8 (1)						
Th PI 10	Thio Plateau	Veine mono-minérale	25,4 (1)						
Th PI 11	Thio Plateau	Veine mono-minérale	25,5 (1)						
Fausse cargneule	Thio Plateau	Veine mono-minérale	24,9 (1)						
Népoûite 40% Ni	Kopéto	Lizardite				12,6			
362904	Goro	Willemséite		17,7					
362917	Goro	Serpentine / Talc / Sépiolite					20,1 (4)		
362917 Green Vein chips	Goro	Quartz / Serpentine	20,4 (4)						
362921	Goro	Kérolite					20,4		
19	Indéterminé	Veine mono-minérale		18,5					
ENSG	Indéterminé	Falcondoite			21,1				
GARth 68589	Indéterminé	Pluri-minéral				7,8 (3)	13,8 (8)		
GAR 68705	Indéterminé	Lizardite-népoûite					23,7 (4)		
	Indéterminé	Kérolite					16,7		
NCBS1	Indéterminé	Tridymite	31,4						
NCBS2	Indéterminé	Chrysotile-Antigorite/ Oxydes				13,7 (4)			
NCBS62	Indéterminé	Lizardite				12,8			
PIMBA 4760	Indéterminé	Falcondoite			20,5				
PIM E750	Indéterminé	Kérolite					13,8		

(1) Quartz /Silice latéritique

(2) Silice brune

(3) Lizardite

(4) Impur

(5) Talc / Lizardite / Quartz

(6) Serpentine / Quartz / Willemséite

(7) Minéral indéterminé

(8) Kérolite

(9) Népoûite

Table 6 : Compositions isotopiques en oxygène (en ‰ ± 0,2) des quartz (Qz), willemséites (Wil), sépiolites (Sep) et des serpentines (Serp). Les compositions des autres minéraux purs ou pas sont représentées dans la colonne « Autre ». Les échantillons sont triés selon leur provenance et définis brièvement selon leur structure et/ou minéralogie. Les températures apparentes sont calculées à partir du fractionnement isotopique entre le quartz et le talc, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{qz-tlc}}$ (en ‰ ± 0,4), selon Zheng (1993).

Au premier ordre, les compositions isotopiques des différents minéraux apparaissent plutôt homogènes à l'échelle de l'île (Figure 10B). Les compositions isotopiques des talcs nickélicifères quelque soit leur provenance sur l'île se trouvent entre 16 et 19‰ (Figure 10B). Il est également bon de remarquer que l'unique valeur de talc magnésien est de 9,6‰ ± 0,2‰ (Table 6).

Les sépiolites et falcondoites, smectites non nickélicifères et nickélicifères ont des compositions isotopiques fortes de 20 à 24‰ (Figure 10B).

Il existe, au sein des quartz, une grande variabilité isotopique puisqu'ils varient entre 24 et 31‰. Cette différence de 7‰ s'explique par l'existence de différents types de quartz/silice. D'une part, il y a des quartz associés aux veines de garniérites. Les valeurs de ces quartz sont toutes autour de 24 et 25‰ sauf une au sein de la veine KNB3, la silice brune (Figure 8C et D), qui a une valeur plus élevée de 27,6‰. D'autre part, il existe des quartz non associés aux garniérites comme par exemple une tridymite, silice polymorphe (NCBS1), qui a un $\delta^{18}\text{O}$ beaucoup plus fort de 31,4‰ ± 0,2‰ (Table 6) ou encore un quartz altéré (MG3c,

Figure 4D et 5D) qui a un $\delta^{18}\text{O}$ de $28,3\text{‰} \pm 0,2\text{‰}$ (Table 6). Parmi ces quartz non associés aux garniérîtes, il existe des quartz sous forme de remplissage de veines dans les latérites (Figure 4C) c'est-à-dire à des faibles profondeurs. Ces quartz latéritiques ont des valeurs entre 24 et 25‰ qui correspondent aux compositions isotopiques en oxygène des quartz garniérîtiques.

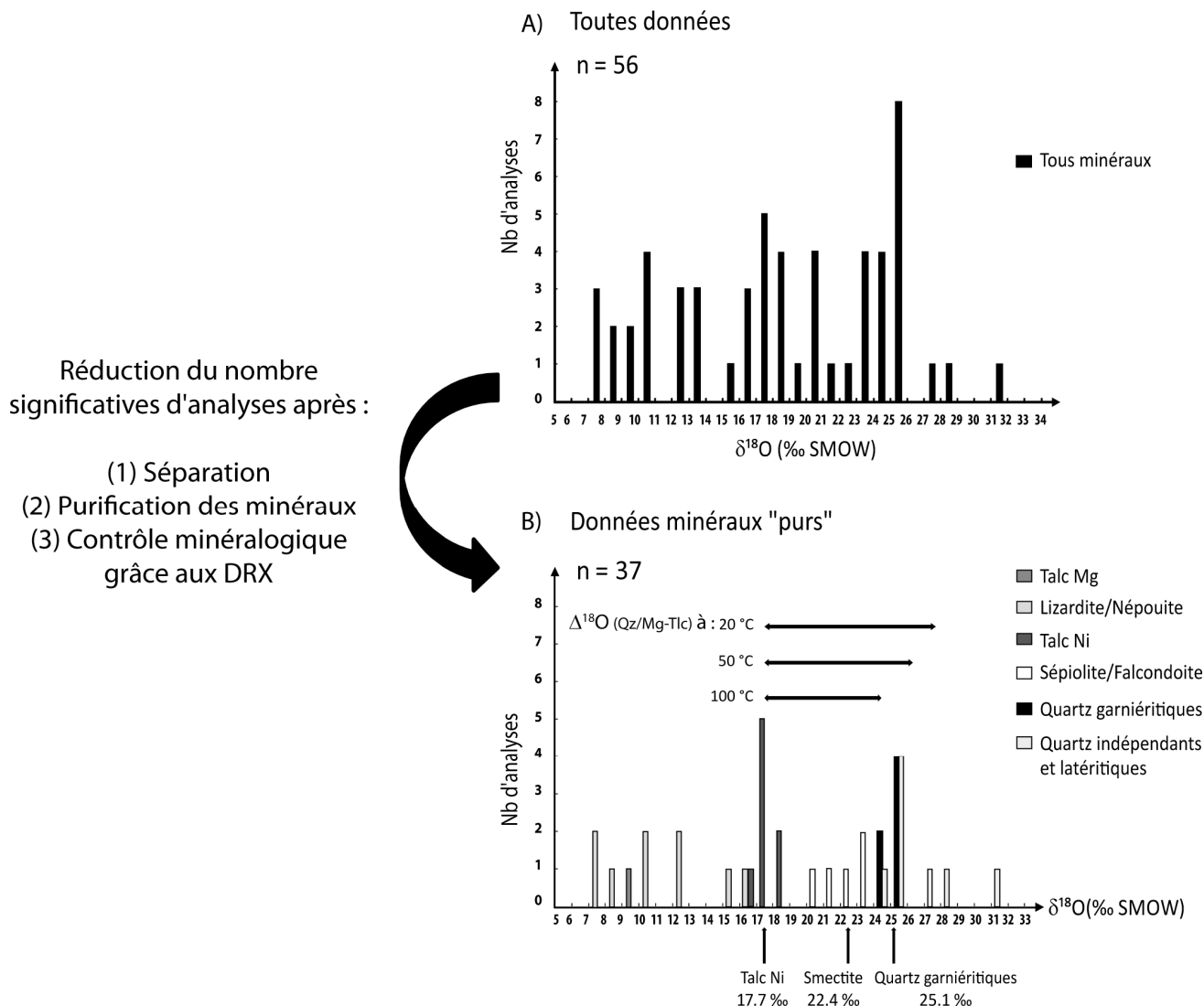


Figure 10 : Distribution des compositions isotopiques en oxygène (‰ SMOW). « n » représente le nombre d'analyses prises en compte. A) Toutes données (brutes) confondues sans distinction minéralogique. B) Après purification des minéraux et contrôle minéralogique aux diffractions rayons X. Distribution selon la nature du minéral. Les valeurs caractéristiques des talcs nickélifères, smectites et quartz garniérîtiques présentées sous l'axe des abscisses correspondent aux médianes de chacune des populations. Elles sont données avec une incertitude de 0,4‰. Les fractionnements entre quartz et talcs magnésiens, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{qz/Mg-Tlc}}$ (Table 4) et les températures apparentes associées sont tirées de Zheng (1993).

Les différentes veines pluri-minérales qui associent notamment quartz et talc nickélifère (Table 6) sont utiles pour voir la température d'équilibre à laquelle ces deux phases précipitent. Pour cela, on calcule le $\Delta^{18}\text{O}$ (qz - tlc) qui est la différence de composition isotopique entre le quartz et le talc (Table 4 ; Table 6). Cette différence varie ici entre 7,3 et $9,2\text{‰} \pm 0,4\text{‰}$. On peut alors estimer la température apparente associée. Il est aussi nécessaire de préciser que l'on calcule ce fractionnement selon Zheng (1993) ou seuls les minéraux magnésiens sont pris en compte. On peut alors observer que ces températures apparentes avec leurs incertitudes varient entre 30 à 150°C (Table 6). Le fractionnement isotopique quartz- serpentine (Zheng, 1993) de l'échantillon Th Pl 6 d'une valeur de 10,5‰ amène à des températures apparentes de l'ordre 115°C.

5. Interprétation

5.1. Pétrographie : équilibre et circulations de fluides

La chronologie des phases observée macroscopiquement et au microscope nous aide à comprendre les circulations de fluides entraînant la précipitation des veines de garniérite.

Lorsque le talc et le quartz forment une même unité, c'est le cas de l'échantillon KNB3 (Figure 8C et D), l'équilibre textural et temporel semble être atteint. Le fluide parcourant les fractures entraîne la précipitation de ces minéraux à des temps et des conditions relativement similaires. Le talc nickélicifère peut être aussi légèrement postérieur au quartz au sein d'une veine, c'est le cas de l'échantillon MG1a (Figure 7). Malgré ce léger déséquilibre temporel, l'ensemble de la veine semble être à l'équilibre au vue de la croissance des minéraux et des contacts entre eux. Autrement dit, il semblerait qu'il s'agisse d'un même fluide qui a précipité sous différentes formes. Ce fluide peut circuler dans une veine ouverte et précipiter, à un temps donné les quartz. De légers changements de pression, pH ou encore température peuvent entraîner le fluide à précipiter sous forme de talc et non plus de quartz. Dans le cas de BLV3a (Figure 8A et B), c'est le contraire, le quartz est postérieur au talc nickélicifère. Un fluide précipite d'abord le talc nickélicifère pour des conditions données. Ces conditions changeant légèrement le quartz précipite plus tardivement recoupant la willemséite. L'échantillon KNB3 (Figure 8C et D) nous montre aussi qu'il existe plusieurs générations de quartz dont la silice brune qui est tardive. Il apparait, en effet, que cette silice brune est en déséquilibre avec le talc nickélicifère et le quartz. Ce déséquilibre peut se traduire par une différence de fluides ou encore une différence de température.

Les relations entre les veines et l'encaissant témoignent le plus souvent de plusieurs phases d'altération et de générations de fluides, les échantillons KNB3 (Figure 8C et D) et MG3a (Figure 9) le montrent bien. La péridotite observée est toujours altérée, métasomatisée. Les minéraux la composant dont l'olivine et le pyroxène sont oxydés et pseudomorphosés. L'olivine recoupée par un réseau de serpentines témoigne d'une altération par une première circulation de fluides. Ces fluides peuvent être météoriques et/ou hydrothermaux. En effet, la péridotite peut elle-même être remaniée par la circulation de plusieurs générations de fluides de nature différente. Des fentes ouvertes créés dans la roche par des contraintes recoupent les minéraux issus de la première altération. L'ouverture de ces fentes entraîne de nouvelles circulation de fluides et la précipitation de garniérites tardives. Certains de ces minéraux présenteront des stries mécaniques si le remplissage s'est fait au même moment de l'ouverture de la veine comme pour BLV3, Th Pl 2 et Th Pl 3 par exemple (Table 6). La localisation des veines de garniérite précisément à l'interface péridotite serpentinisée et saprolite tend à laisser penser que les talcs nickélicifères et les quartz précipitent à partir de fluides superficiels. Les veines de garniérites seraient donc épigénétiques. Une première circulation de fluides altérant les péridotites peut être hydrothermale. Dans ce cas, la péridotite est à nouveau altérée et remaniée par des fluides supergènes qui précipitent les veines de garniérite. L'altération des péridotites et la précipitation des veines de garniérite peuvent être aussi contemporaines. Dans ce cas, des fluides météoriques sont en jeu et la tectonique est synchrone de l'altération ce qui semble le cas (Vigier, 2001 ; Cluzel et Vigier, 2008).

Généralement il est donc possible en regardant la chronologie des phases de comprendre les différentes circulations de fluides mis en jeu, fluides qui altèrent les péridotites et forment les veines de garniérites. Au premier abord, les fluides précipitant les veines de garniérite semblent être des fluides superficiels. De plus, même si parfois, les phases des garniérites semblent être en léger déséquilibre temporel et textural, il semble que ce soit un même fluide qui les a précipitées. Il arrive, cependant, que des minéraux tels que la silice brune (KNB3 ; Figure 8C et D ; Table 6) soient plus tardifs et issus de différents fluides.

5.2. Influence de la pureté des minéraux sur les compositions et le fractionnement isotopique

La différence de composition isotopique entre les minéraux « bruts » et les minéraux purifiés (Table 5) nous montre l'importance de la séparation et la purification des minéraux. La présence d'oxyde par exemple dans un échantillon (Figure 5B) aura tendance à abaisser la composition isotopique de l'échantillon. En effet, le fractionnement entre les oxydes et l'eau est très faible comparé au fractionnement des autres minéraux avec l'eau pour une même température. Pour le quartz, c'est le contraire, sa présence aura tendance à augmenter la composition isotopique générale de l'échantillon. Par exemple, à 60°C, le fractionnement oxyde-eau est de 1,4‰ (Zheng, 1998) alors que le fractionnement talc-eau est de 18,9‰ et au contraire le fractionnement quartz-eau est de 27,8‰ (Zheng, 1993). Ainsi, c'est la présence d'oxydes et de fragments de serpentine ou talc dans l'échantillon MG1a Qz de la première analyse (Table 5) qui a entraîné la diminution

de près de 5‰ de la composition isotopique en oxygène réelle du quartz. Ainsi, chaque échantillon a la signature dans sa composition isotopique générale, de chaque minéral qui le compose. La grande variabilité isotopique des serpentines (Table 6 ; Figure 10B) est due, pour une part au moins, à la présence d'oxydes en quantité non négligeables. Ces oxydes semblent difficile à séparer (Figure 5B). De plus, il existe de nombreuses variétés et structures de la serpentine (Moody, 1976) ce qui peut également expliquer cette gamme de composition isotopique. Des conditions de formation différentes en terme de fluide et de température semblent être en cause (Wenner et Taylor, 1973 et 1974). Pour toutes ces raisons, les serpentines ne seront pas l'objet d'une étude approfondie. En ce qui concerne les populations des talcs nickélicifères, sépiolites/smectites et des quartz associés aux veines de garniérite, les fluctuations isotopiques au sein de chacun de ces groupes sont également dues aux problèmes d'impuretés. En effet, aucun échantillon n'étant pur à 100%, il y a toujours une part infime de minéraux tels que le quartz ou les oxydes pour modifier légèrement la composition isotopique. Ainsi, la valeur représentative de chacune de ces populations sera donnée non pas avec la moyenne des valeurs mais avec la médiane des valeurs isotopiques. En effet, la médiane revient à diviser en deux la population, en ayant de part et d'autre le même nombre d'échantillon. Il s'agit souvent du pic le plus fort (Figure 10B). La médiane correspond à la composition isotopique d'un minéral pur. Les valeurs de part et d'autre de la médiane sont dues à des impuretés, minéraux qui abaissent ou augmentent la composition isotopique. L'incertitude de chaque médiane devrait être de 0,2‰ cependant nous la donnerons avec une incertitude de 0,4‰ puisqu'il ne s'agit plus d'un échantillon mais d'une population. Ainsi les valeurs caractéristiques respectives des talcs nickélicifères, sépiolites/smectites et quartz garniéritiques sont de 17,7‰, 22,4‰ et 25,1‰ \pm 0,4‰ (Figure 10B). La médiane des quartz garniéritiques ne tient évidemment pas compte de la silice brune de l'échantillon KNB3 (Figure 8C et D) qui, au vue de la chronologie des phases ne semble pas en équilibre avec le reste de la veine et correspond à un évènement plus tardif.

Le fractionnement entre le quartz et le talc selon Zheng (1993) permet d'étudier la température d'équilibre entre les minéraux au sein d'une veine. Ce fractionnement est ici très variable de 7,3 à 9,2‰ et amène à des températures apparentes toutes aussi variables de 40 à 127°C (Table 6). Cette variabilité est une nouvelle fois due aux impuretés des échantillons. Il est donc ici intéressant de travailler sur les couples de populations de talcs nickélicifères et de quartz et non sur les couples de minéraux existant dans chaque veine. La différence de compositions isotopiques de 7,4‰ \pm 0,8‰ entre la population des quartz associés aux garniérites à 25,1‰ et la population des talcs nickélicifères à 17,7‰ sera donc la base de toutes les discussions qui suivront dans la partie 6. Ce fractionnement entre quartz et talc donnera des informations sur les températures d'équilibre isotopique des minéraux.

La température de 115°C obtenue avec le fractionnement quartz-serpentine (Zheng, 1993) au sein de la veine Th Pl 6 (Table 6) et le caractère postérieur de cette népouite par rapport au quartz observé lors de l'étude pétrographique, nous permettent de conclure directement. Il est vraisemblable que ces deux phases ne sont pas à l'équilibre ni textural ni temporel ni isotopique ce qui revient à dire que la népouite et le quartz ont précipité à des températures et/ou des fluides différents.

6. Discussion

L'étude des isotopes de l'oxygène nous donne des renseignements sur l'origine des fluides et les conditions de circulation de fluides et de précipitation. Le but est de comprendre la formation des veines de garniérites de Nouvelle-Calédonie. Il a été vu précédemment que la pureté des minéraux jouait un rôle négatif dans les résultats isotopiques et qu'il était préférable de travailler sur des populations de minéraux. Ainsi, nous considérerons des veines de garniérite associant la willemséite avec une valeur de 17,7 \pm 0,4‰ et les quartz avec une valeur représentative de 25,1 \pm 0,4‰ (Figure 10B). Un point remarquable est la différence de 7,4‰ \pm 0,8‰ qu'il y a entre ces deux valeurs. Cette différence va être utile pour avoir une idée de la température de précipitation des veines, températures qui impliqueront une évolution géologique particulière du système.

6.1. Rôle du nickel dans le fractionnement isotopique

Aucun auteur n'a étudié le fractionnement isotopique entre la willemséite et l'eau ou encore entre le quartz et la willemséite. On se sert donc toujours des fractionnements isotopiques du talc magnésien classique étudié selon Zheng (1993) qui calcule les fractionnements isotopiques théoriques, en fonction des énergies de liaison oxygène-cation. Cependant, on peut se demander si le nickel qui se substitue au magnésium avec l'altération et la formation des veines de garniérite peut jouer un rôle dans le

fractionnement isotopique. Des correspondances entretenues avec le Professeur Yong-Fei Zheng de l'Université des Sciences et Technologies de Chine nous informent que selon lui, le nickel et le magnésium ayant la même valence et occupant le même site dans la structure, il ne devrait pas y avoir d'effet isotopique. Les isotopes de l'oxygène des talcs nickélifères auraient le même comportement de fractionnement que les talcs magnésiens. Autrement dit, la substitution du nickel-magnésium n'a pas d'effet sur le fractionnement isotopique quartz-talc dans un système fermé. S'il existe différentes valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ entre des talcs magnésiens et des talcs nickélifères, il s'agit de différence de fluides et/ou de températures.

Cependant, des études menées actuellement par Jean-Louis Robert, directeur de recherche CNRS à l'Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés à Paris sur la synthèse des talcs magnésiens et talcs nickélifères amènent à des conclusions différentes. Il a réalisé des talcs synthétiques magnésiens et nickélifères à différentes températures, 90° et 200°C. La composition isotopique en oxygène de ces échantillons a été obtenue par Philippe Boulvais à Géosciences Rennes justement pour observer l'effet du nickel sur le fractionnement. Il en est ressorti que les talcs nickélifères sont inférieurs de 2,5‰ aux talcs magnésiens, tant à 90 qu'à 200°C. Les variabilités observées au niveau des compositions isotopiques en oxygène des sépiolites/falcondoites et lizardites/népouites (Table 1) sont peut-être dues également à la teneur en nickel de l'échantillon et au rôle de ce même nickel dans le fractionnement. Le nickel se distribuant également de façon très hétérogène dans les minéraux (Manceau et Calas, 1985), les poudres analysées contiennent parfois plus ou moins de nickel et sont plus ou moins représentative de l'échantillon total. Cette hétérogénéité et le rôle du nickel peuvent expliquer, avec la pureté, les variations isotopiques au sein de la population des willemséites.

La différence de 7,4‰ que l'on observe entre la composition isotopique des quartzs et des talcs des veines qui donne une température apparente aux alentours de 90°C selon le fractionnement quartz-talc magnésien de Zheng donnerait des températures beaucoup plus importante pour un fractionnement quartz-talc nickélifère (Figure 11). Le raisonnement est le même en ce qui concerne les serpentines nickélifères.

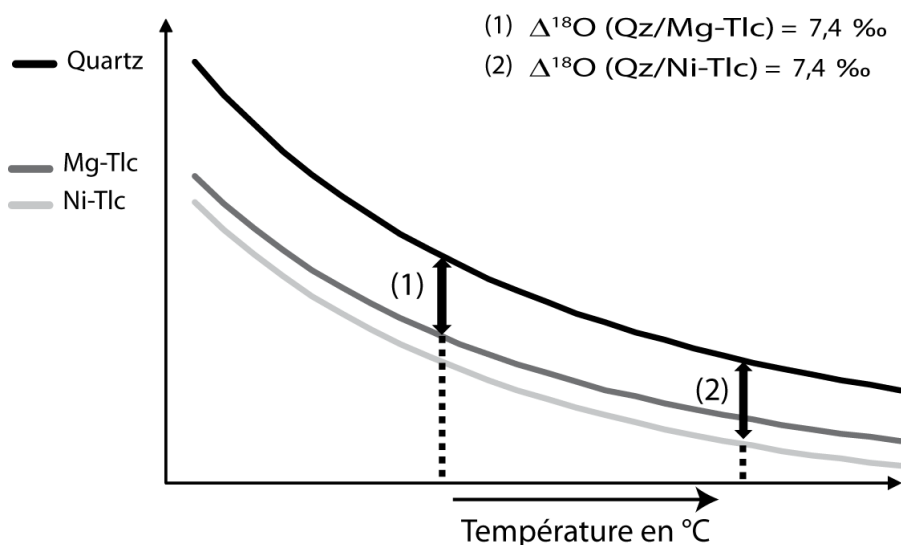


Figure 11 : Rôle du nickel sur la température pour un fractionnement quartz-talc observé de 7,4‰. Comparaison du fractionnement Quartz (Qz) - Talc magnésien (Mg-Tlc) avec le fractionnement Quartz - Talc nickélifère (Ni-Tlc). L'équilibre isotopique entre quartz et talc se fait à une plus haute température lorsqu'il y a du nickel dans le talc.

La présence de minéraux nickélifères augmente donc potentiellement les températures d'équilibre isotopique au sein d'une veine. Les études n'étant aujourd'hui pas complètes, on peut juste conclure que toutes les températures, obtenues à partir des fractionnements avec les minéraux magnésiens, discutées dans par la suite ne seront que des températures minimales.

6.2. Températures de précipitation des veines de garnièrite

Il s'agira ici d'obtenir la température des fluides minéralisateurs. En effet, de savoir si les fluides sont plutôt à 20 ou à 100°C nous aidera à discriminer les modèles de formation de ces veines. Comme il a déjà été dit la température joue un rôle essentiel sur le fractionnement. Il est alors possible à partir des résultats isotopiques de calculer des températures apparentes. Il existe alors plusieurs techniques qui seront développées ici.

6.2.1. Fractionnement Quartz-Talc

La précipitation d'une veine peut se faire de plusieurs façons (1) les minéraux la composant précipitent à une température identique et potentiellement à partir de fluides différents ou (2) les minéraux précipitent à partir d'un même fluide mais à des températures différentes.

En calculant le fractionnement quartz-talc, $\Delta^{18}\text{O}$, selon Zheng (1993 ; Table 4), on détermine les températures d'équilibre isotopique entre les minéraux existant au sein d'une veine. Il s'agit du cas (1), l'équilibre isotopique représente la température à laquelle les minéraux se sont potentiellement formés. Le fractionnement est indépendant du fluide. Les minéraux peuvent donc précipiter à partir de fluides d'origines et de compositions isotopiques différentes.

Dans notre étude, on peut déterminer une température apparente grâce au fractionnement quartz-talc parce que l'étude pétrographique nous révèle que les minéraux des veines de garniérîte semblent être cogénétiques c'est-à-dire qu'ils se sont formés à partir d'un même fluide.

Le fractionnement entre les populations des quartz et des talcs des veines correspond à la différence de composition isotopique entre quartz et talcs : $\Delta^{18}\text{O} (\text{Qz/Mg-Tlc}) = \delta^{18}\text{O} (\text{Qz}) - \delta^{18}\text{O} (\text{Mg-Tlc})$.

Dans notre cas, cette différence est de $7,4\text{‰} \pm 0,8$. La courbe théorique de Zheng (1993 ; Figure 12) montre que le $\Delta^{18}\text{O}$ décroît lorsque la température augmente. Pour une valeur de $7,4\text{‰} \pm 0,8\text{‰}$, on obtient une température de 90°C . L'incertitude de $0,8\text{‰}$ sur le fractionnement entraîne une incertitude de température. Ainsi, les minéraux précipiteraient entre 68 et 122°C .

Cette gamme de température est étendue et paraît élevée. Il semblerait que les minéraux des veines de garniérîte localisées dans le profil d'altération aient précipités à partir de fluides chauds circulant dans les fractures. Pour simplifier, on retiendra que l'équilibre isotopique entre les minéraux est atteint pour des températures minimales autour de 65°C . Ce fractionnement ne nous donne aucune indication sur l'origine des fluides. Les fluides précipitant à des températures supérieures à 65°C peuvent être météoriques ou hydrothermaux.

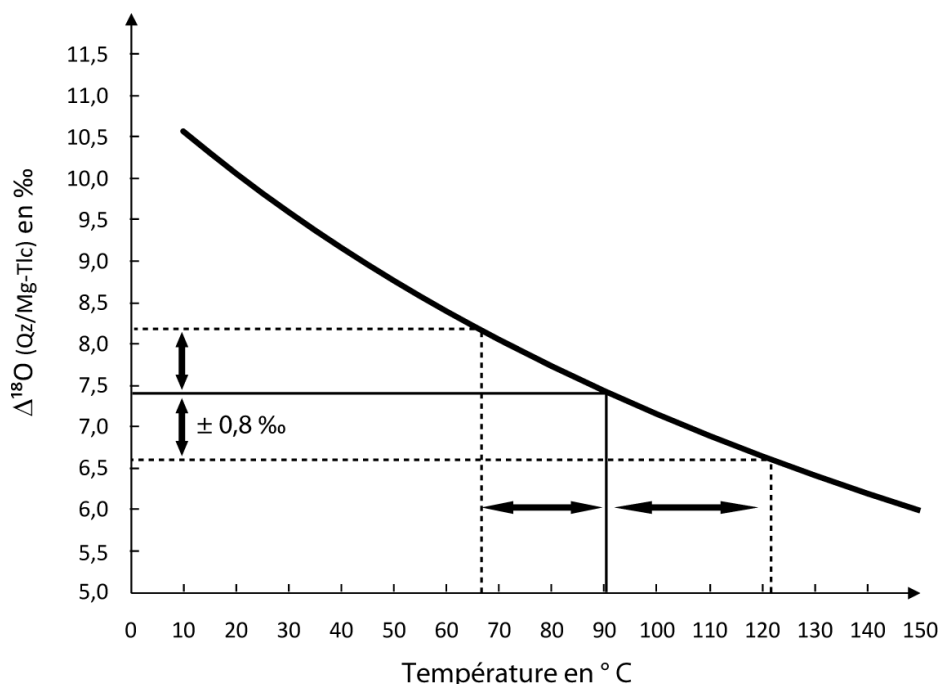


Figure 12 : Courbe du fractionnement quart-talc magnésien théorique en fonction de la température (Zheng, 1993) Estimation de la température d'équilibre isotopique, entre les minéraux des veines de garniérîte, pour un fractionnement de $7,4\text{‰} \pm 0,8\text{‰}$. Les minéraux des veines sont ici en équilibre isotopique à une température moyenne de 90°C .

6.2.2. Fractionnement Minéral-Eau

Le fractionnement minéral-eau permet d'observer la composition isotopique en oxygène du minéral par rapport à la composition isotopique de l'eau et de la température. C'est le cas (2) évoqué précédemment, où

les minéraux précipitent à partir d'un même fluide mais à des températures potentiellement différentes. Les minéraux au sein de la veine sont donc cogénétiques. Cependant, de légères variations de température de précipitation des minéraux à partir d'un même fluide ne signifient pas nécessairement un état de déséquilibre isotopique. Il peut s'agir de légers déséquilibres temporels et texturaux comme peut le montrer la pétrographie (Figure 8A et B).

- Composition isotopique des eaux météoriques et origine des fluides

On supposera que cette eau est un fluide météorique afin de regarder si les minéraux sont à l'équilibre ou non avec celui-ci. Cette démarche permettra de tester le modèle latéritique et d'avoir une première idée sur l'origine réelle des fluides précipitant les garniérites. Pour cela, il est nécessaire de connaître la composition isotopique des eaux de pluies de Nouvelle-Calédonie au moment de la formation des veines. La composition isotopique varie en fonction de la latitude, de l'altitude, de la continentalité... L'eau de mer possède une signature isotopique moyenne de 0‰ (SMOW). Lors de son évaporation aux basses latitudes, les molécules les plus légères s'évaporent plus vite que les molécules lourdes. Au cours de son transport vers les hautes latitudes, la masse d'air va s'appauvrir progressivement en ^{18}O . Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la source, les précipitations formées à partir de la vapeur résiduelle auront donc des compositions isotopiques de plus en plus négatives. Pour connaître la composition isotopique des eaux de pluies de Nouvelle-Calédonie, il est donc nécessaire de connaître sa latitude, c'est le principal paramètre contrôlant la composition. Aujourd'hui la Nouvelle-Calédonie est située dans la zone intertropicale à une latitude de 20 à 22° au Sud. Cependant, la période qui nous intéresse et où les veines de garniérites se sont formées est obligatoirement post-Eocène supérieur et donc plutôt Oligo-Miocène c'est-à-dire une fois que les ophiolites se sont mise en place. A cette période, la Nouvelle-Calédonie se situait à des latitudes plus hautes soient autour de $38 \pm 12^\circ$ au Sud (Ali et Aitchison, 2000). Pour calculer la composition isotopique des eaux de pluies de l'Oligo-miocène, on ne peut se baser que sur les compositions isotopiques des précipitations actuelles, accessibles grâce à l'Agence International pour l'Energie Atomique (AIEA) en coopération avec l'Organisation Météorologique Mondiale dans un programme GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation). Il est alors possible d'estimer la composition isotopique des eaux de pluies passées et actuelles la plus représentative en tenant compte de la latitude passée et actuelle de la Nouvelle-Calédonie, en prenant la moyenne des compositions isotopiques en oxygène de chaque station se situant entre 0 et 45° de latitude. Afin d'être dans des conditions similaires à l'Oligo-miocène, je n'ai pris en compte que les îles se situant dans cette zone, aucune valeur de stations côtières en bordure de continent n'a été prises, ni les stations situées à plus de 1000m d'altitude. Ainsi, la composition isotopique en oxygène des eaux de pluie passées et actuelles a été obtenue autour de $-4,2 \pm 1,6\%$. On considérera donc que la composition isotopique des eaux météoriques locales se situe entre -2,5‰ et -6‰. L'incertitude paraît faible au vue de la grande gamme de latitudes prise en compte ce qui montre bien que les compositions isotopiques des eaux météoriques n'ont pas du changer énormément depuis l'Oligocène.

Au vu des compositions isotopiques en oxygène de la willemséite et du quartz des veines, ces minéraux semblent être en équilibre avec les eaux météoriques actuelles et passées pour une température de précipitation donnée. Les veines de garniérites auraient donc précipitées à partir d'eaux météoriques infiltrées dans le sous-sol, comme l'avait supposé Trescases (1975). Des analyses sur les isotopes de l'hydrogène sont en cours au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (CRPG) pour confirmer cette hypothèse. Il sera alors possible de tracer la droite des eaux météoriques du monde (Craig, 1961) et de voir si les points de nos échantillons tombent précisément dessus.

- Températures de précipitations des veines à partir du fluide météorique

Au regard des courbes théoriques de Zheng (Figure 13), la composition isotopique des quartz des veines et des talcs décroissent avec la température pour une eau donnée. Plus la composition de l'eau est faible plus la température est faible pour une composition en oxygène d'un quartz ou d'un talc donné. Ainsi pour un quartz à 25,1‰, la température associée est plus faible avec une eau météorique à -6 qu'à -2,5‰. En prenant en compte, l'incertitude du résultat isotopique et l'incertitude de la composition isotopique de l'eau de pluie, on obtient à partir des compositions isotopiques des minéraux, des températures de fluide de l'ordre de 40 à 65°C pour les quartz (Figure 13A). De même, pour les talcs on obtient des températures de l'ordre de 30 à 55°C (Figure 13B).

Les talcs et quartz de ces veines se sont donc formés à des températures globalement similaires à partir d'un même fluide. Les quartz ont néanmoins des températures légèrement plus chaudes. Ces petites

différences de température expliqueraient les légers déséquilibres chimiques et temporels observés au microscope et sur les macro-échantillons.

Les résultats de cette hypothèse ne sont pas tout à fait en accord avec ceux du fractionnement quartz-talc. Les températures sont nettement plus faibles dans ce cas de figure. Ces deux hypothèses plaident néanmoins en faveur d'une précipitation minérale au sein des veines à des températures supérieures à 30°C.

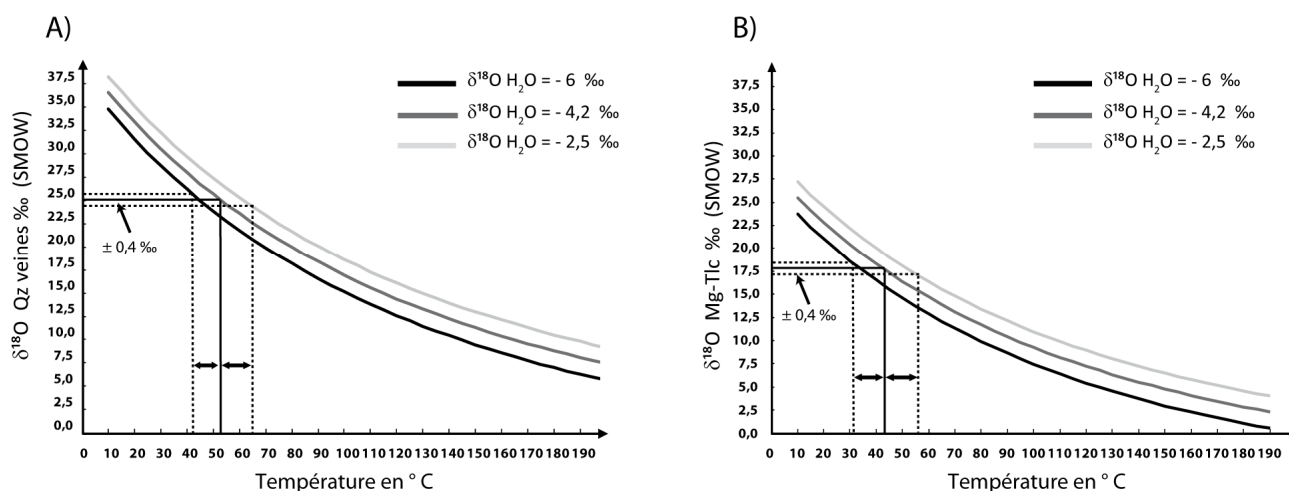


Figure 13 : Courbe théorique de la composition isotopique en oxygène (‰ SMOW) en fonction de la température, selon le fractionnement minéral-eau de Zheng (1993). Température de précipitation (A) des quartz des veines de garniérite à 25,1‰ et (B) des talcs à 17,7‰ avec les incertitudes relatives aux mesures ($\pm 0,4$ ‰) et les incertitudes de la composition isotopique de l'eau météorique. Les tracés pleins noirs sont relatifs aux valeurs moyennes de températures et la courbe noire représente la valeur moyenne de composition isotopique du fluide (-

Il est également possible d'étudier d'autres couples de minéraux et leur fractionnement avec l'eau.

Par exemple, l'échantillon Th Pl 6 (Table 6) associe de la népouite et du quartz. La composition isotopique de 15,4‰ de la serpentine nickélicifère correspond à des températures de précipitation de l'ordre de 25°C à partir d'une eau moyenne de -4,2‰. En revanche, le quartz se serait formé au alentour de 50°C selon le fractionnement quartz-eau (Zheng, 1993) pour le même fluide. Ces deux minéraux sont donc en déséquilibre isotopique. Cette conclusion confirme ce qui avait été vu précédemment à savoir que les minéraux sont en déséquilibre temporel, textural (la serpentine est postérieur au quartz) et isotopique. Une veine a été parcouru par un fluide relativement chaud à 50°C engendrant la précipitation de quartz puis ce même fluide a précipité du talc plus tardivement à 25°C.

Un autre type de veines représenté par l'échantillon MG4b est intéressant (Table 6). Elle associe de la lizardite avec de la sépiolite. Ces deux phases sont en total déséquilibre isotopique, selon les fractionnements isotopiques minéral-eau (pour le quartz : Zheng, 1993 ; pour les smectites : Savin et Lee, 1988). La lizardite précipitant autours de 70°C tandis que la sépiolite précipite autours de 10°C pour une eau météorique de -4,2‰. Cela se traduit nécessairement par la circulation de plusieurs générations de fluides qui ont précipités des minéraux à des temps et des températures différentes.

6.2.3. Comparaison du $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux : informations sur les températures

Des minéraux, au comportement isotopique similaire dans des conditions données, peuvent avoir des compositions isotopiques différentes. Cette différence se traduit par une différence de température de précipitation de ces minéraux ou une différence de fluide.

Par exemple, les smectites et les talcs ont un fractionnement isotopique avec l'eau (Savin and Lee, 1988 ; Zheng, 1993) très proche. En effet, pour une température de 50°C par exemple, le fractionnement talc-eau (Zheng, 1993) est de 20,6‰ et le fractionnement smectite-eau est de 20,4‰ (Savin et Lee, 1988). Or, la composition isotopique en oxygène des smectites est ici de $22,4 \pm 0,4$ ‰ tandis que celle des talcs est de $17,7 \pm 0,4$ ‰ (Figure 10B). La différence de 5‰ observée entre ces minéraux est donc due soit à une différence de fluide soit une différence de température. Dans la nature, la précipitation de smectites à 22,4‰ n'est possible qu'à partir de fluide de composition isotopique supérieur à -5‰. La différence de 5‰ entre les talcs et les smectites ne semble donc pas s'expliquer par des fluides différents. Il s'agit donc nécessairement

d'une différence de température. Ces smectites à 22,4‰ sont en équilibre avec une eau moyenne à -4,2‰ à 15°C c'est-à-dire à une température de fluide superficiel. Les talcs nickélicifères à 17,7‰ se forment donc nécessairement à une température plus élevée.

En suivant le même raisonnement, le talc magnésien qui apparaissait, lui, à 9,6‰ (Table 6) semble s'être formé, au contraire, à des températures beaucoup plus élevées. Il s'agit peut-être d'un talc formé durant l'hydrothermalisme océanique et la serpentinitisation primaire (Trescases, 1975 ; Traoré, 2005 ; Fandeur, 2009). Cependant, on ne pourra pas en tirer d'avantage de conclusion n'ayant qu'un échantillon de ce type là.

La grande variabilité de compositions isotopiques en oxygène des quartz, de 24,5 à 31,4‰ (Table 6, Figure 10B) s'expliquent également par une différence de température.

La tridymite, polymorphe de silice, à 31,4‰ ± 0,2‰, ne peut pas être à l'équilibre isotopique avec la population de talc nickélicifère à 17,7 ± 0,4‰. Le fractionnement entre quartz et talc étant trop fort (13,8‰). Cette tridymite s'explique donc en regardant le fractionnement quartz-eau. La température du fluide est alors comprise entre 20 et 35°C en tenant compte de l'incertitude de l'analyse et de l'incertitude de la composition isotopique en oxygène de l'eau. La veine de quartz MG3c (Figure 4D ; Table 6) à 28,3‰ et la silice brune tardive de l'échantillon KNB3 (Figure 7D ; Table 6) à 27,6‰ qui ont des compositions isotopiques plus fortes que les quartz garniéritiques ont donc aussi précipité à partir d'un fluide de plus faible température. La population de quartz, associée aux veines de garniérite, observée autour de 25,1‰ s'est donc nécessairement formée à plus haute température.

Il existe aussi des échantillons de quartz non associés aux veines de garniérite et précisément des quartz latéritiques, comme par exemple la « Fausse cargneule » (Figure 4C ; Table 6), qui ont des compositions isotopiques en oxygène entre 24,9 et 25,9‰ ± 0,2‰. Ces différents quartz ont donc la même signature isotopique que les quartz des veines associées aux garniérites, autrement dit ils ont également précipité à des températures supérieures à 30°C. On aurait pu penser que les quartz des latérites situés un peu plus haut dans le profil d'altération auraient eu une température de précipitation plus faible dû à des fluides météoriques à peine infiltrés. Il faut donc trouver un modèle qui implique la formation de veines de garniérites à des températures supérieures à 30°C et qui permettent également la formation de quartz latéritiques proches de la surface à ces mêmes températures.

6.3. Implications géologiques de la température de précipitation des veines

Les résultats et interprétations des compositions isotopiques en oxygène des veines de garniérite nous révèlent qu'elles se sont formées à des températures supérieures à 30°C. Nous avons également vu que ces veines avaient une origine météorique. Il est aussi important de noter que la température moyenne modérée des eaux de précipitation au niveau des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie est estimée à 20°C (Trescases, 1975) mais a sûrement dû connaître des fluctuations depuis l'Oligocène. Les veines de garniérites considérées par tous comme étant directement liées aux eaux superficielles se révèlent être à une température plus chaude que ce qui pouvait être attendu. La température de précipitation des veines entraîne donc des conditions géologiques particulières qui seront détaillées ci-dessous.

6.3.1. Gradient géothermique

Le gradient géothermique moyen sur Terre est de 30°C/km. Une première interprétation de la température de précipitation de ces veines de garniérite consisterait à dire qu'elles se sont formées plus en profondeur à 1km de la surface. Aujourd'hui ces garniérites se trouvent vers 50 ou 100m de profondeur dans le profil d'altération (Figure 3C). Les garniérites seraient donc anté-altération et remontées par l'érosion de près d'1km de roches pour être altérées et remaniées en surface. Même si l'on sait que l'activité tectonique en surrection (Lagabrielle *et al.*, 2005 ; Chardon et Chevillotte, 2006) et le climat tropical à l'Oligo-miocène a entraîné une très forte érosion, ce scénario semble peu probable au regard des photos d'échantillons, des lames minces et des discussions entretenues avec des géologues de terrain comme Dominique Cluzel. En effet, les veines de garniérites sont localisées très précisément à l'interface péridotite – saprolite du profil d'altération (Figure 3C) et recoupent très souvent les péridotites latérisées (Figure 8C et D). Ces veines se sont donc formées pendant ou après l'altération superficielle et sont liées aux fluides superficiels.

Cependant, la position de la Nouvelle-Calédonie, proche d'une ride (Figure 1), pourrait faire que le gradient géothermique est plus fort que la moyenne et donc entraîné la circulation de fluide chaud à une centaine de mètres de profondeur et former ainsi les garniérites. Cependant, cela n'expliquerait pas la formation des quartz latéritiques à quelques mètres de profondeur à des températures supérieures à 30°C.

Une anomalie du gradient géothermique local pourrait être une hypothèse plus plausible par un apport de chaleur externe. Cet apport peut s'envisager par le magmatisme. Il y a 27Ma, débute une nouvelle subduction le long de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie. Cette subduction conduit à un magmatisme actif et la formation il y a 24Ma de granitoïdes intrudant la nappe ophiolitique du Sud (Paquette et Cluzel, 2007). Les deux principaux sont le granitoïdes de Saint-Louis sur la côte Ouest à 12km à l'est de Nouméa et le massif de Koum Borrindi sur la côte Est au Sud de Thio (Figure 2). Cette subduction ne reste pas longtemps active. Ces roches calco-alkalines qui engendrent un métamorphisme de contact (Trescases, 1975) peuvent également être la source de réchauffement de fluides. Cependant, la situation géographique très localisée de ces granites n'expliquerait pas les températures de plus de 30°C des veines de garniérite qui sont homogènes sur l'ensemble de l'île.

6.3.2. Réactions exothermiques

Le gradient géothermique local peut également être modifié par des réactions chimiques qui dégageraient de la chaleur. Dans notre cas, les réactions de serpentinisation et de carbonatation des péridotites constituent des réactions exothermiques (Rudge *et al.*, 2010).

- Serpentinisation

La réaction de serpentinisation (Table 2) peut se faire en domaine océanique ou en domaine continental par altération des péridotites par l'eau de mer ou par les eaux météoriques. Celle en domaine continental est beaucoup moins étudiée que celle du domaine océanique mais est néanmoins possible (Lowell et Rona, 2004). Elle correspond à une hydratation massive et à l'oxydation des péridotites. Elle entraîne une augmentation de volume car la densité des serpentinites (2,5) est plus faible que celles des péridotites (3,3 ; Martin et Fyfe, 1970). La serpentinisation est capable d'activer des champs hydrothermaux de deux manières différentes (1) une première serpentinisation de haute température nécessite un apport de chaleur externe type magmatisme, subduction... (2) Mais la serpentinisation peut aussi entraîner un hydrothermalisme de basse température de l'ordre de 40 à 70°C appelé « Lost City » (du nom du site de la dorsale médio-atlantique où ce nouveau type d'hydrothermalisme a été découvert) où la source de chaleur, moteur des fluides, est la réaction exothermique de la serpentinisation (Lowell et Rona, 2002 ; Mével, 2003 ; Allen et Seyfried, 2004). Cette réaction de serpentinisation dégage en effet de la chaleur de l'ordre de 290 kJ/kg d'olivine serpentinisée. Il est évidemment nécessaire de mettre en jeu d'énorme quantité de fluides (Emmanuel et Berkowitz, 2006). Ce phénomène dépend également du taux de serpentinisation, de la porosité et perméabilité et en général est limité dans le temps. Ces réactions peuvent entraîner des anomalies du gradient géothermique locales conséquentes.

En Nouvelle-Calédonie, un épisode clairement hydrothermal en domaine océanique s'est produit lors de la subduction et de l'obduction entraînant une serpentinisation primaire des péridotites localisée notamment à la base des massifs et un important réseau de fractures (Trescases, 1975 ; Traoré, 2005 ; Fandeur, 2009). La subduction est considérée comme le moteur principal de cet hydrothermalisme (Traoré, 2005 ; Audet, 2008). Pour de nombreux auteurs (Trescases, 1975 ; Cluzel *et al.*, 1994 ; 2008), c'est le seul épisode hydrothermal qui affecte la nappe de péridotite. Selon eux, les veines de garniérite post-datant la serpentinisation sont donc reliées entièrement à la latérisation. Fandeur (2009) suggère néanmoins qu'un deuxième épisode hydrothermal a permis la formation de ces veines en domaine continental. Sans parler d'hydrothermalisme, il est possible d'imaginer que les massifs de péridotites, soumis à une très forte altération en domaine tropical, aient subi une serpentinisation liée à la latérisation. L'importante fracturation des massifs syn et post obduction et les grands volumes de fluide mis en jeu permet la circulation de fluide et l'hydratation de la péridotite. Cette serpentinisation entraînant un dégagement de chaleur assez important au niveau de l'interface roche saine/roche altérée amènerait les fluides météoriques à se réchauffer. La précipitation de ces fluides chauds formerait les veines de garniérites à cette interface. Cela expliquerait ainsi les températures obtenues avec l'étude des isotopes de l'oxygène. Cette perturbation du gradient géothermique a due néanmoins se produire sur l'ensemble de l'île au regard de l'homogénéité des résultats isotopiques des talcs nickélifères et des quartz. Pour expliquer la haute température de précipitation des quartz latéritiques, il est possible de penser que les fluides réchauffés au niveau de la péridotite hydratée se propagent dans les fractures et remontent parfois pour précipiter dans les latérites.

Ce gradient local plus élevé que la moyenne à l'Oligocène-Miocène est d'autant plus probable qu'il existe aujourd'hui en Nouvelle-Calédonie des sources thermales. En effet, il s'agit des sources de Prony au Sud-est de la Nouvelle-Calédonie (Figure 2 ; Launay et Fontes, 1985). La baie de Prony est entourée de

massifs péridotitiques altérés et présente des émergences aériennes et sous-marines de circulations thermales de 32 et 42°C. La particularité de ces sources est leur pH très basique. Le seul site au monde présentant ces caractéristiques est précisément « Lost City » sur la ride médio-atlantique. Les précipités associés sont des carbonates et de la brucite (hydroxyde de magnésium). La présence de ces anomalies thermiques et la précipitation de brucite qui est un des principaux produits de la serpentinitisation montre bien qu'il est possible d'avoir des circulations thermales en domaine continental associées aux massifs de péridotites. En l'occurrence, cet hydrothermalisme semble liée à des phénomènes de résurgence. Les fluides météoriques s'infiltrent au sommet des massifs, se réchauffent en profondeur et ressortent au pied des massifs. Ce phénomène ne pourrait pas expliquer la formation des garniérites car dans ce cas, les garniérites précipiteraient aussi au pied des massifs et non dans le profil de latérisation.

- Carbonatation

La réaction de carbonatation (Table 3) est un deuxième type de réaction chimique qui peut conduire à un dégagement de chaleur. La carbonatation des péridotites par altération à faible température est commune. L'altération des péridotites se fait par capture du CO₂ via la précipitation de carbonates de calcium et de magnésium. La réaction exothermique de cette carbonatation peut dégager de forte chaleur telle que cette réaction est alors accélérée (Kelemen et Matter, 2008 ; Rudge *et al.*, 2010).

En Nouvelle-Calédonie, on peut surtout observer des giobertites (carbonates de magnésium) dans les latérites. Selon Fandeur (2009), ces giobertites sont issues de la carbonatation des péridotites. Il émet l'idée d'un hydrothermalisme en domaine continental qui entraînent la circulation de fluides chauds et précipitent sous forme de giobertite et de talc ou encore de veines de garniérite. Au niveau des sources thermales de Prony on retrouve également la précipitation de calcite. Ces précipitations se font aux émergences des circulations souterraines.

Ces réactions chimiques exothermiques de serpentinitisation et de carbonatation doivent néanmoins être contraintes et quantifiées, en Nouvelle-Calédonie, par l'étude d'un certain nombre de paramètres tels que le volume d'eau disponible et nécessaire à la serpentinitisation, le volume de péridotites en place, le taux de serpentinitisation, la perméabilité ou encore la porosité pour savoir si les réactions de serpentinitisation et le dégagement de chaleur est possible. Les réactions exothermiques semblent néanmoins être l'hypothèse la plus cohérente pour expliquer la formation de veines de garniérite à des températures supérieures à 30°C.

6.4. Modèle conceptuel de formation d'une veine de garniérite

Les massifs d'harzburgite contenant l'olivine et le nickel originel, les pyroxènes et les spinelles chromifères (Trescases, 1975) ont été mis en place lors de l'obduction du manteau lithosphérique océanique du bassin des Loyautés à l'Est de la Nouvelle-Calédonie, à l'Eocène supérieur (Prinzhofer *et al.*, 1980 ; Auzende *et al.*, 2000 ; Cluzel *et al.*, 2001). Ces péridotites chevauchent donc toutes les autres unités présentes (Figure 2 ; Avias, 1967). La subduction et l'obduction ont créé une importante fracturation de ce manteau et une première circulation hydrothermale en domaine océanique qui se traduit par la serpentinitisation avec transformation des olivines en serpentines et des pyroxènes en talcs (Table 2). La silice est également expulsée des péridotites et précipitent aussi sous formes de veines. (Trescases, 1975 ; Traoré, 2005 ; Audet, 2008). Suite à l'émergence de la ride portant la Nouvelle-Calédonie et à une tectonique de surrection post-obduction (Trescases, 1975 ; Lagabrielle *et al.*, 2005), une phase d'érosion s'amorce, à l'Oligo-Miocène entraînant le façonnement géomorphologique des massifs de péridotites qui atteignent généralement de 500 à 1000m (Figure 3A et B ; Chardon et Chevillotte, 2006). Un climat tropical humide à cette période accélère un second processus d'altération des péridotites et crée un profil de latérisation d'environ 100m (Figure 3C).

Au fur et à mesure de l'altération, la péridotite serpentinisée une première fois devient de la saprolite où il ne reste que des fragments de péridotites entourés d'une matrice oxydée. Cette saprolite soumise aux précipitations devient alors la latérite où on ne distingue plus la roche originelle. Ainsi un profil est classiquement constitué de bas en haut, de la péridotite, des saprolites et des latérites (Figure 3C ; Trescases, 1975 ; Fandeur, 2009). Cette latérisation entraîne la circulation de grande quantité de fluides météoriques dans les couches superficielles (Figure 14) et la fracturation est synchrone de l'altération.

Cette altération se fait en deux étapes. (A) L'hydratation des péridotites par des fluides météoriques déjà serpentinisée primordialement, entraînent des réactions exothermiques de serpentinitisation secondaire et de carbonatation (Figure 14).

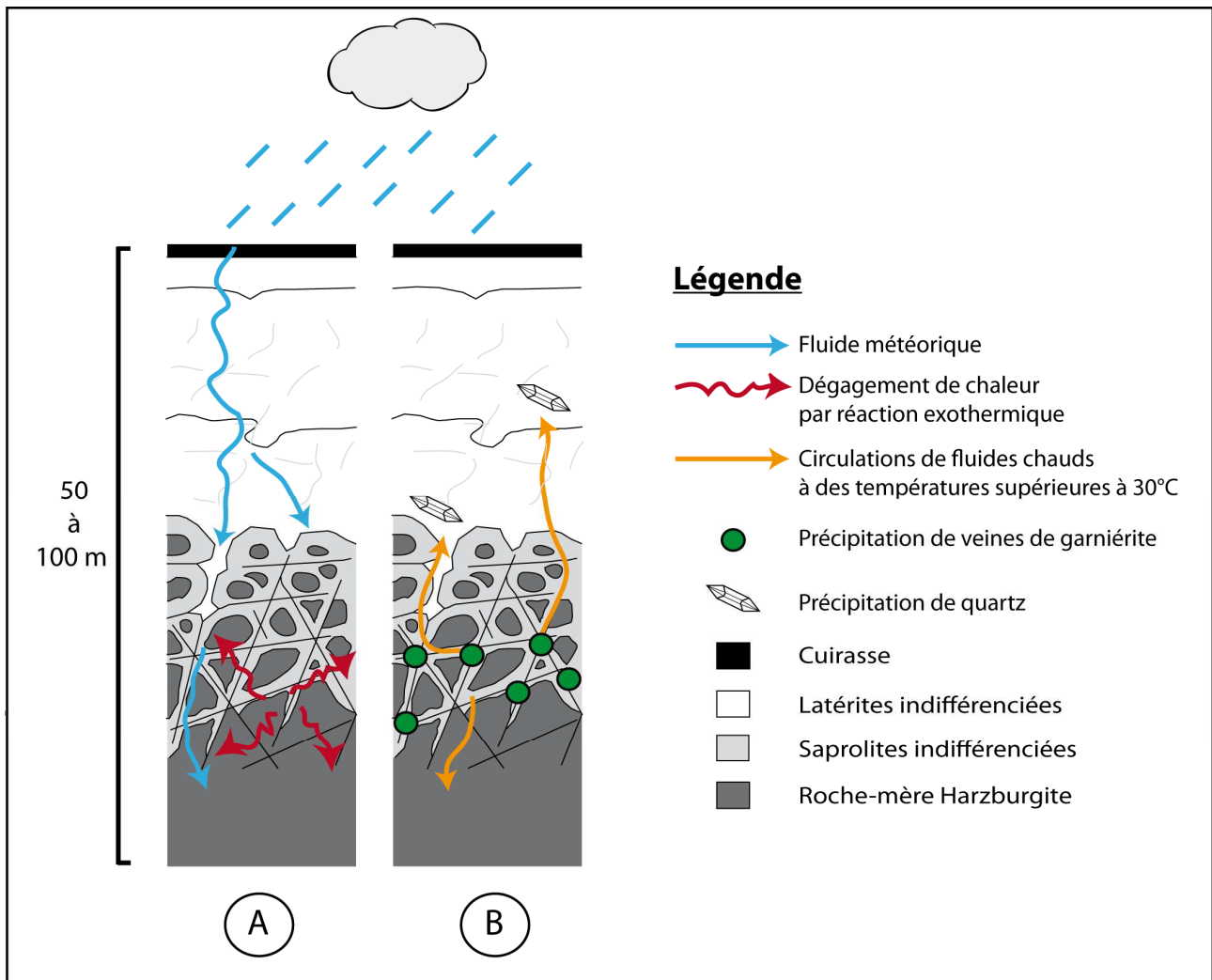


Figure 14 : Modèle conceptuel de formation des veines de garniérîte. Les étapes A et B sont contemporaines. A) Le climat tropical humide entraîne une latérisation et la circulation d'importante quantité de fluide dans les fractures des massifs. L'hydratation des péridotites entraîne une serpentinisation secondaire. Des réactions de carbonatation peuvent aussi avoir lieu. Ces réactions sont exothermiques et vont dégager de la chaleur à l'interface péridotite/saprolite. B) Les fluides météoriques sont alors réchauffés à des températures de plus de 30°C. Ces fluides chauds circulent dans les fractures et peuvent remonter le profil. Ils vont entraîner la précipitation des veines de garniérîte à l'interface péridotite/saprolite. En effet, le nickel précipite préférentiellement dans cette zone. Ces fluides chauds entraînent également la précipitation de quartz dans les latérites. Il est aussi possible de trouver des minéraux nickélifères dans les latérites dont les smectites et les oxydes qui précipitent généralement à partir des eaux météoriques « froides ». Ces eaux de pluies forment également quartz, tridymite et silice brune tardive.

(B) Au vu des compositions isotopiques en oxygènes obtenues, certains des fluides météoriques se réchauffent à des températures supérieures à 30°C au niveau du contact avec la péridotite (Figure 14). Les péridotites et les produits de la serpentinisation primaire s'altèrent. L'olivine résiduelle contenant le nickel s'altère en premier et le magnésium et la silice sont lessivés. Ils sont en solution dans les fluides chauds et leurs concentrations décroissent du bas vers le haut du profil. En effet, dans les latérites, le pH est faible, le nickel est mobilisé et redescend. Les fluides chauds précipitent alors dans les fractures du bas du profil (saprolite) sous la forme de serpentine et de talc dans lesquels le nickel se substitue au magnésium. Cette minéralisation se fait souvent de façon syn ou post cinématique (Vigier, 2001 ; Cluzel et Vigier, 2008). La silice expulsée des péridotites précipite elle aussi et peut s'associer aux veines de garniérîte sous forme de quartz ou de silice brune tardive. Au regard de la pétrologie et des compositions isotopiques, les minéraux des veines de garniérîte sont cogénétiques et ont sûrement précipité à partir d'un même fluide chaud (Figure 14). Ces fluides chauds au contact de la péridotite circulent dans les fractures et remontent parfois dans les latérites (Figure 14). Ainsi, quelques quartz latéritiques ont la même signature isotopique en oxygène que les quartz garniérîtiques.

Il existe également des minéraux qui précipitent à des températures plus faibles proches des conditions de surfaces tels que les smectites ou certains quartz ou tridymite des latérites. Le nickel peut se trouver

également dans les latérites piégés par des minéraux tels que les smectites ou les oxydes de fer et de manganèse.

7. Conclusion

Les compositions isotopiques en oxygène des talcs nickélifères, des smectites nickélifères et non nickélifères et celle des quartz associés ou non aux veines de garniérite ont été étudiées ici pour la première fois afin de comprendre les conditions de formations des veines de garniérite. Tout d'abord, nous avons constaté la relative homogénéité à l'échelle de l'île de chaque groupe de minéraux, 17,7‰ pour les willemséites, 25,1‰ pour les quartz des garniérites et 22,4‰ pour les smectites. Au sein de chaque population, les valeurs fluctuent légèrement. Cette variation est due aux impuretés encore existantes et à la présence au non de nickel qui peut potentiellement faire varier le fractionnement isotopique. Toutes ces valeurs sont en équilibre avec la composition isotopique en oxygène des eaux météoriques passées et actuelles. Les veines de garniérite ont donc pour origine des fluides météoriques et seraient donc rattachées au phénomène de latérisation qu'a subi la Nouvelle-Calédonie.

La réflexion isotopique s'est essentiellement portée sur les couples quartz-talc et leur différence de 7,4‰ en oxygène. Plusieurs arguments plaident en faveur d'une température de précipitation au sein des veines supérieure à 30°C : (1) l'équilibre isotopique entre quartz et talc, (2) le fractionnement isotopique entre ces minéraux et les eaux météoriques locales, (3) la présence de minéraux comme les smectites à 22,4‰ et le quartz à 31,4‰ qui précipiteraient à des températures de l'ordre de 15 à 30°C montrent que les populations de quartz et de talc des veines précipitent nécessairement à des températures plus élevées. L'existence de veines de quartz dans les latérites autour de 25‰ montre aussi que ces fluides chauds auraient également circulés dans les zones les plus superficielles.

Ces garniérites étant strictement limitées à la base du profil d'altération, il est peu probable qu'elles se soient formées à de plus grande profondeur. L'existence de ces fluides chauds doit donc s'expliquer par un apport de chaleur extérieur. Le magmatisme très localisé en Nouvelle-Calédonie ne semble pas non plus une hypothèse adéquate. En revanche, le dégagement de chaleur produit par des réactions d'hydratation de la péridotite telles que la serpentinisation et la carbonatation suffirait à réchauffer les fluides météoriques parcourant le profil d'altération. Ces fluides altérant la roche mère se chargeraient en élément pour précipiter ensuite dans les fractures ouvertes syn ou post tectonique. Il y aurait donc bien (1) un épisode hydrothermal en domaine océanique puis (2) la latérisation avec localement à l'interface péridotite/saprolite, une élévation du gradient géothermique. Ces fluides pourraient potentiellement remontés dans les latérites et précipiter le quartz latéritiques observés autour de 25‰.

Ces conclusions ne sont que des premières hypothèses, il faudrait arriver à contraindre un certain nombre de paramètres sur la serpentinisation. Pour avancer, des analyses isotopiques en hydrogène sont en cours au CRPG de Nancy afin de compléter l'information premier ordre de l'origine des fluides. L'étude des inclusions fluides sur les échantillons de Nouvelle-Calédonie est envisagée pour déterminer une température de précipitation plus précise. Enfin, il serait intéressant de comparer les compositions isotopiques obtenues avec les compositions isotopiques en oxygène des serpentines et talcs non nickélifères qui se trouvent à la base des massifs de péridotites et qui sont considérés comme des minéraux hydrothermaux.

Remerciements

En premier lieu, un immense merci à Philippe, pour ton soutien, ta pédagogie et la confiance que tu m'as portée et évidemment à toutes ces discussions autour d'une bonne table! C'est un réel plaisir de travailler avec toi sur ce projet et ce n'est que le début... Je remercie également tous les collaborateurs de ce projet, Emmanuel Fritsch, Michel Cathelineau, Jean-Louis Robert et Dominique Cluzel qui nous ont fourni ces magnifiques cailloux et des informations précieuses. Une grande pensée pour Gabrielle et Dik pour l'aide et les conseils qu'ils m'ont apporté tout au long de ce stage et les moments sympathiques passés ensemble. Merci également à Johan qui a passé une semaine à Rennes avec nous, ça fait du bien d'être dans le même bateau, on se retrouvera au Québec. Merci à Krzysztof pour ces nombreux coups de pouce, les fameuses panes d'azote... !! Enfin, un énorme merci à Claudine et Justine qui ont eu le courage et la patience de me relire, merci pour vos remarques pertinentes et vos conseils. Merci aussi à l'australien, Romain, pour son petit coup de pouce en anglais. Enfin une énorme dédicace à tous les membres de cette promotion incroyable H3 et ST sans qui le stage et ces 2ans n'auraient pas été les mêmes, j'ai vécu mes meilleures années étudiantes avec vous ; merci de m'avoir supportée et merci pour les moments de rigolades entre belotte, bière, barbecue et j'en passe! Le laboratoire de Géosciences Rennes va me manquer...

Bibliographie

- Ali, J.R., Aitchison, J.C., 2000. Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic models. *Earth and Planetary Science Letters*, **177**, 153-161.
- Allen, D.E., Seyfried, W.E., 2004. Serpentinization and heat generation: Constraints from Lost City and rainbow Hydrothermal systems. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **68**, (6), 1347-1354.
- Audet, M.A., 2008. *Le massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie. Formation et obduction d'un complexe ophiolitique du type SSZ. Enrichissement en nickel, cobalt et scandium dans les profils résiduels*. Thèse, Université de Nouvelle-Calédonie, Nouméa et Université du Québec, Montréal.
- Auzende, J.M., Van de Beuque, S., Regnier, M., Lafoy, Y., Symonds, P., 2000. Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French-Australian Seismic Transect. *Marine Geology*, **162**, (2-4), 225-236.
- Avias, J., 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. *Tectonophysics*, **4**, (4-6), 531-541.
- Brindley, G.W., Hang, P.T., 1973. Nature of garnierites – I ; structures, chemical compositions and color characteristics. *Clays and Clay Minerals*, **21**, (1), 27-40.
- Brindley, G.W. and Maksimovic, Z., 1974. Nature and nomenclature of hydrous nickel-containing silicates. *Clay Minerals*, **10**, (4), 271-277.
- Chardon, D., Chevillotte, V., 2006. Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. *Tectonophysics*, **420**, 473-491.
- Chevillotte, V., 2005. *Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré, exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest)*. Ph D. Thesis, Université de Nouvelle-Calédonie, Nouméa. 161 p.
- Chevillotte, V., Chardon, D., Beauvais, A., Maurizot, P., Colin, F., 2006. Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): importance of positive epeirogeny and climate change. *Geomorphology*, **81**, 361-375.
- Cluzel, D., Aitchison, J., Clarke, C., Meffre, S. et Picard, C., 1994. Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, série IIa, 683-688.
- Cluzel, D., 1998. Le flysh «post-obduction» de Népoui, un bassin transporté? Conséquences sur l'âge et les modalités de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris Sér.IIIa*, **327**, 419-424.
- Cluzel, D., Chiron, D., Courme, M.D., 1998. Discordance de l'Eocène supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **327**, 485-491.
- Cluzel, D., Aitchison, J., Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics*, **340**, 23-59.
- Cluzel D., Vigier B., 2008. Syntectonic mobility of supergene nickel ores of New Caledonia (Southwest Pacific). Evidence from faulted regolith and garnierite veins. *Resource Geology*. 58, 2, 161-170.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Variations isotopiques dans les eaux météoriques. *Science*, **133**, 1702-1703.
- Emmanuel S., Berkowitz, B., 2006. Suppression and stimulation of seafloor hydrothermal convection by exothermic mineral hydration. *Earth Planet Sci Lett*, **243**, (3-4), 657-668.
- Fandeur, D., 2009. *Géochimie et cristalochimie du chrome au cours de l'altération de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie (Massif du Koniambo)*. Thèse de doctorat, Université Paris Diderot-IPGP.
- Fritsch, E., Fandeur, D., Morin, G., Fialin, M., Couffignal, F., Juillot, F., 2009. Hydrothermal vs. meteoric redistribution of elements up on tropical weathering of ultramafic rocks. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **73**, (13), A398-A398.
- Kelemen, P.B., Matter, J.M., 2008. In situ carbonation of peridotite for CO2 storage. *Proc Natl Acad. Sci. USA*, **105**, 17295-17300. doi:10.1073/pnas.0805794105.
- Lagabriele, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Regnier, M., Wabete, I., Calmant, S., 2005. Post-Eocene extensional tectonics in southern New Caledonia (SW Pacific) : Insights from onshore fault analysis and offshore data. *Tectonophysics*, **403**, 1-28.
- Launay, J., Fontes J.C., 1985. Les sources thermales de Prony (Nouvelle-Calédonie) et leurs précipités chimiques. Exemple de formation de brucite primaire. *Géologie de la France*, **1**, 83-100.
- Lowell, R.P., Rona, P.A., 2002. Seafloor hydrothermal systems driven by the serpentinization of peridotite. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, (11), 1531, doi:10.1029/2001GL014411.
- Lowell, R.P., Rona, P.A., 2004. Tectonics/Hydrothermal Activity. In *Encyclopedia of Geology* : Selley R.C., Cocks L.R.M., Plimer, I.R., Elsevier, Oxford, UK, 362-372.
- Manceau, A., Calas, G., 1985. Heterogeneous distribution of nickel in hydrous silicates from New Caledonian ore deposits. *American Mineralogist*, **70**, 549-558.
- Martin, B., Fyfe, W.S., 1970. Some experimental and theoretical observations on kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization. *Chem Geol*, **6**, (3), 185-202.
- Mével, C., 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geosciences*, **335**, (10-11), 825-852.

- Moody**, J. B., 1976. Serpentinization: a review. *Lithos*, **9**, 125-138.
- Paquette**, J.L., Cluzel, D., 2007. U-Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. *International Journal of Earth Sciences*, **96**, (4), 613-622.
- Prinzhofer**, A., Nicolas, A., Cassard, D., Moutte, J., Leblanc, M., Paris, J.P., Rabinovitch, M., 1980. Structures in the New-Caledonia peridotites-gabbros - implications for oceanic mantle and crust. *Tectonophysics*, **69**, (1-2), 85-112.
- Rudge**, J.F., Kelemen, P.B., Spiegelman, M., 2010. A simple model of reaction-induced cracking applied to serpentinization and carbonation of peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, **291**, (1-4), 215-227.
- Savin**, S.M., Lee, M., 1988. Isotopic studies of phyllosilicates. In : Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. Reviews in Mineralogy, **19**, 189-223.
- Traore**, D., 2005. *Serpentinisation hydrothermale et altération latéritique des roches ultrabasiques en milieu tropical : Evolution Géochimique et Minéralogique de la Minéralisation en Platine de la Rivière des Pirogues, (Nouvelle-Calédonie)*. Thèse, Université de Nouvelle-Calédonie.
- Trescases**, J.J., 1975. *L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie*. Mémoires ORSTOM, Série Géologie, 78.
- Vigier**, B., 2001. Caractère syntectonique des minéralisations nickélifères supergènes de Nouvelle-Calédonie (MSc Thesis, Unpublished). University of Orleans , France , 38p .
- Wells**, M.A., Ramanaidou, E.R., Verrall, M., Tessarolo, C., 2009. Mineralogy and chemical chemistry of "garnierites" in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia. *Eur. J. Mineral*, **21**, 467-483.
- Wenner**, D.B., Taylor H.P., 1973. oxygen and hydrogen isotope studies of serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. *American Journal of Science*, **273**, (3), 207-239.
- Wenner**, D.B., Taylor. H.P., 1974. D/H and O¹⁸/O¹⁶ studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **38**, 1255-1286.
- Zheng**, Y.F., 1993. Calculation of oxygen-isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, (3-4), 247-263.
- Zheng**, Y.F., 1998. Oxygen isotope fractionation between hydroxide minerals and water. *Physics and Chemistry of Minerals*, **25**, (3), 213-221.